Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

CARL FRIEDLAENDER

aus Zürich

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. P. Niggli

ZÜRICH

Buchdruckerei Aschmann & Scheller

1930

Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

DER

UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

CARL FRIEDLAENDER

aus Zürich

Begutachtet von Herrn Prof. Dr. P. Niggli

ZÜRICH

Buchdruckerei Aschmann & Scheller

1930

Vorwort.

Der Entschluß zur Bearbeitung einiger Bündner Oberländer Lagerstätten wurde bei einer Exkursion ins Bündner Oberland im Sommer 1926 gefaßt. Es entstand dann, auf Anregung von Herrn Professor Niggli, die vorliegende Arbeit, die im Sommer 1926 begonnen, im Winter 1928/29 abgeschlossen wurde.

Das in dieser Arbeit verarbeitete Material wurde im Laufe einiger Wochen — hauptsächlich im September 1927 und im September 1928 — gesammelt. Die Ausarbeitung erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. P. Niggli meinen Dank auszusprechen für die zahlreichen und wesentlichen Anregungen, die ich von ihm erhalten habe, sowie für das Interesse, das er meiner Arbeit entgegengebracht hat. Auch den Herren P.-D. Parker und P.-D. Professor Jakob, die mir gelegentlich behilflich waren, möchte ich an dieser Stelle danken, ebenso Herrn Professor Reinhard und Herrn Professor Preiswerk, die mich Einsicht in die Bestände der Basler Sammlungen (Belegsammlung zu C. Schmidt, Texte explicatif etc. [72]) nehmen ließen, und Herrn Kantonsrat C. Vincenz in Truns, der mir bei der Übersetzung seiner in romanischer Sprache geschriebenen geschichtlichen Studie über den Bergbau bei Truns behilflich war.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Aus: Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie, Lief. 16.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	II
Einleitung A. Allgemeines. Übersicht	1
B. Geschichtliches	2
Die Lagerstätte von Puntaiglas	6
Zusammenfassung	6
A. Ort. Geschichte. Literatur	6
B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätte	8
C. Petrographische Beschreibung	9
Diorit	9
Dioritrandfazies	10
Augitporphyrit	11
Chlorit-Serizitschiefer	12
Serizit-Chloritgneis, zum Teil mit Imprägnationen	12
D. Die Erze	14
Magnetit	14
Pyrit	14
Kupferkies, sekundäre Cu-Mineralien	14
E. Diskussion	15
Das Pyrrhotin-Vorkommen von Darvela	17
Pyrrhotin-Karbonatgänge	17
Granatamphibolit von Ringgenberg und Darvela	17
Profil durch das Somvixer Zwischenmassiv an der Lukmanierstraße zwischen Curaglia und Disentis	19
Die Pyrit-Turmalingängchen	19
Einleitung	19
I. Zone der Konglomeratgneise und Serizitschiefer	19
Serizitgneis	19
Konglomeratgneis	20
Albit-Serizitschiefer	20
Orthogneisrelikte	20
II. Zone der dioritischen Gesteine	21
Übersicht	21
Diorit	22
Dioritmylonit	24
Hornblendemylonit	25
Zoisitamphibolit	25
Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer	26
Grobkörniger Amphibolit	27
Dioritaplit	27
Pegmatit	28
Biotit-Albitparagneis	29
Muskovit-Albitgneis	30
Chlorit-Karbonat-Albitgneis	30
III. Zone der Serizitschiefer des Zwischenmassivs	31
Serizitschiefer mit Turmalinquarzgängchen	31
Serizitschiefer mit Pyrit, Arsenkies und Feldspatszufuhr	31
Serizitschiefer mit Quarzerzinfiltration	32
Schwarze, Arsenkies führende Schiefer	32
Feinkörnige Pyrit-Quarz-Turmalingänge	33
Die Ausblühungen:	
a) tonige	34
b) sulfatische	34
Bleiglanz-Pyrit-Sideritgänge	35

Seite

Die Lagerstätte von Alp Nadèls ... 37
Zusammenfassung ... 37
A. Ort. Geschichte. Literatur ... 38
B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätte ... 38
C. Petrographische Beschreibung ... 41
Grünschiefer ... 41
Kohlige Schiefer ... 42
Grobklastische bis konglomeratische Psammitgneise ... 42
Fester Psammitgneis ... 43
Schiefriger Psammitgneis ... 43
Psammitgneis mit aplitischen Relikten ... 43
Pegmatitische Relikte ... 44
Quarzporphyr ... 44
„Leverrierit" ... 44
Gesteine aus der unmittelbaren Nähe der Erzgänge ... 46
Klastomylonitischer Serizitschiefer ... 46
Metamorpher Bleiglanz-Zinkblendegang ... 47
Bemerkungen über Pressungserscheinungen an Quarz ... 48
D. Die Erze:
Zinkblende ... 51
Bleiglanz ... 52
Antimonit, Fahlerz ... 52
E. Diskussion ... 53
Die Lagerstätten bei Ruis-Andest ... 55
Zusammenfassung ... 55
A. Ort. Geschichte. Literatur ... 55
B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätten ... 57
C. Petrographische Beschreibung ... 58
Feinkonglomeratischer Verrukano (Ilanzer) ... 58
Graue bis grünliche Serizitschiefer ... 58
Klinochlorquarzit ... 58
Diabas ähnliches Gestein ... 59
D. Die Erze ... 61
„Sul-Rhein"-Zinkblende, Bleiglanz ... 61
Ual-Schmuèr-Bleiglanz, Kupferkies, Fahlbänder ... 61
E. Diskussion ... 62
Überblick über die Erzvorkommnisse im zentralen und östlichen Gotthardmassiv ... 65
Zusammenstellung der neuen Analysen ... 68
Literatur ... 69

Einleitung.

A. Allgemeines. Übersicht.

Über alpine Erzvorkommen besteht relativ wenig spezielle geologisch-petrographische Literatur. Ein Grund dafür ist, daß Erzvorkommen im Gefolge der zentralmassivischen Intrusionen recht selten und von nicht nennenswerter praktischer Bedeutung sind, so daß sie im Gesamtgesteinskomplex eine ganz untergeordnete Rolle spielen. Das Hauptinteresse der petrographischen Forschung bildete naturgemäß die Klärung der regional-petrographischen Verhältnisse, insbesondere das Studium der Differentiation und Metamorphose der zentralen Intrusivstöcke. Aber gerade in diesem Zusammenhang müssen die Erzvorkommen mituntersucht werden, da sie zum größten Teil genetisch mit den Intrusionen verknüpft sind, als pneumatolytisch bis hydrothermale Differentiate einen integrierenden Bestandteil der Gesteinsabfolge bilden. Freilich ist vielfach der Zusammenhang von Erzvorkommen mit einer magmatischen Differentiationsreihe nicht direkt nachweisbar, wird dann aber oft deduktiv durch die Paragenesis und durch Ausschaltung von Gegenargumenten wahrscheinlich gemacht.

Die in dieser Arbeit besprochenen Erzvorkommen von *Puntaiglas, Alp Nadèls, Ruis* („Sul Rhein"), *Val Schmuèr* (Andester Tobel), *Erzloch Vivèr* (Obersaxen) liegen wenig nördlich und südlich vom Vorderrheintal zwischen Truns und Ilanz im Bündner Oberland (Graubünden). Geologisch liegen sie in drei verschiedenen tektonischen Komplexen: die Puntaiglas-Lagerstätte im südöstlichen Aarmassiv, Alp Nadèls im Somvixer Zwischenmassiv, die Vorkommen in der Nähe von Ruis im Verrukano der unteren Glarner Decken.

Die Erzvorkommnisse im Bündner Oberland sind praktisch durchaus unbedeutend. Es wurde daher die Beschreibung der Nebengesteine etwas ausführlicher gehalten, um so mehr, als die Erzmineralien weder in ihrer Vergesellschaftung noch in besonderen strukturellen Eigenschaften viel Bemerkenswertes zeigen.

Die Differentiation im östlichen Gotthardmassiv, von dem das Somvixer Zwischenmassiv nur eine kleine abgelöste Schuppe darstellt, ist derjenigen vom südöstlichen Aarmassiv durchaus vergleichbar (**53**). Es erhellt dies aus der sehr ähnlichen Intrusionsfolge im östlichen Gotthardmassiv und im südöstlichen Aarmassiv im allgemeinen — im speziellen stimmt der Chemismus der sich entsprechenden Differentiate zum Teil sehr gut überein: so ist der Chemismus des Lukmanier-Diorits nahezu gleich dem des Puntaiglas-Diorits. Deshalb dürfen wir, obgleich der Alkaligehalt im östlichen Aarmassiv im allgemeinen etwas höher ist, die Differentiation hier granitisch-syenitischen bis monzonitisch-dioritischen Charakter trägt, während im östlichen Gotthardmassiv granitische bis granodioritisch-dioritische Differentiate vorherrschen (**53**, S. 188), die Mineralisation von Alp Nadèls und die von Puntaiglas derselben Erzprovinz im großen zuordnen.

Das Erzvorkommen von Ruis „Sul Rhein" zeigt eine Paragenesis, die einen ähnlichen Ursprung wie diejenige der Alp-Nadèls-Lagerstätte vermuten läßt. Wir wissen zwar über die Genesis beider Lagerstätten nicht viel Bestimmtes, doch machen bei der Alp-Nadèls-Lagerstätte Lagerung und Vergesellschaftung eine Verknüpfung mit dem Cristallinagranit wahrscheinlich, als dessen hydrothermales Differentiat wir die Erzgänge von Alp Nadèls betrachten. Die ähnliche Vergesellschaftung von „Sul Rhein" Ruis mit Alp Nadèls macht jedenfalls wenigstens eine vergleichsweise Besprechung erwünscht. Die zwei anderen hier erwähnten Erzvorkommen in der Umgebung von Ruis gehören zu den apo- oder telemagmatisch-hydrothermalen, oft sekundär stark veränderten Bildungen, die der Bleiglanz-Kupferkies-Zinkblende-Pyrit-Ganggruppe nahestehen und die vermutlich mit intermediären bis sauren Intrusiva in Zusammenhang stehen. Ihre magmatische Zuordnung ist jedoch nicht geklärt.

Außer der Genesis und Zuordnung werden uns die heutigen Formen der Lagerstätten und, soweit rekonstruierbar, die bei der alpinen Metamorphose erlittenen Umwandlungen beschäftigen.

Das Magnetit-Pyrit-Vorkommen von Puntaiglas liegt wesentlich in einer eingequetschten, metamorphen Sedimentzone im Diorit des südöstlichen Aarmassivs. Auftreten und Vergesellschaftung machen Zusammenhang mit dem Diorit sehr wahrscheinlich. Als hydrothermal umgelagertes Differentiat vermutlich desselben Intrusivkörpers werden Pyrrhotin-Karbonatgänge, die aus dem Tunnel der Rhätischen Bahn (Tiraun-Tunnel) bei *Darvéla* (Truns) bekanntgeworden sind, aufgefaßt

Die metamorphen Bleiglanz-Zinkblendegänge von Alp Nadèls setzen in den Serizitpsammitgneisen des Somvixer Zwischenmassivs auf.

Die von der Lukmanierstraße bekanntgewordenen Pyrit-Turmalin-Vorkommen stehen sehr wahrscheinlich mit dem kleinen Intrusivstock der Lukmanierschlucht im Zusammenhang und vervollständigen somit das Bild von den im weiteren Sinn magmatischen Erzvorkommen im betrachteten Gebiet. Es wird daher vor der Besprechung der Lagerstätte von Alp Nadèls ein Profil durch das Zwischenmassiv gegeben; am meisten Interesse bot in diesem Zusammenhang das Profil, das der Medelser Rhein in der Lukmanierschlucht nördlich Curaglia angeschnitten hat. In den Konglomerat-Gneisen, Serizit-Chloritschiefern, Serizitphylliten des Zwischenmassivs steht ein kleiner Diorit-Intrusivstock mit seinen metamorphen Randhüllen an.

Die Intrusionen bzw. die Differentiation ihrer Restlösungen führte in der Ost-Gotthard-Aarmassivischen Erzprovinz zur Bildung von folgenden Lagerstätten:

Gabbrodiorit	Magnetit, Pyrit (Kupferkies)	kontaktpneumatolytisch-hydrothermale Lagerstätte mit Turmalin, Apatit, Epidot (Chlorit, Hornblende)
	Pyrrhotin	Karbonat
	Bleiglanz, Pyrit (Rutil)	Quarz, Siderit
	Pyrit	Turmalin, Quarz
Granit	Bleiglanz, Zinkblende (Antimonit, Fahlerz)	Quarz, Karbonat (Chalzedon)

Trotz ihrer abweichenden Vergesellschaftung werden außer dem Stollen „Sul Rhein“ Ruis auch die Vorkommen von Ual Schmuèr und Vivèr erwähnt, weil sie gerade wegen ihrer Verschiedenheit das Bild vom typischen Bergbau im Bündner Oberland vervollständigen helfen.

Außer den hier erwähnten Erzvorkommnissen sind noch eine Anzahl Fundorte aus dem Bündner Oberland bekannt (Crap surscheins, Alp Ranasca u. a. m.). Wir nehmen von der Besprechung dieser kleinen Vorkommnisse Abstand, da sie in ihrer Vergesellschaftung nichts wesentlich Neues aufweisen.

B. Geschichtliches.

Der Bergbau im Bündner Oberland geht in alte Zeiten zurück. Ob die Römer schon Erzvorkommen im Bündner Oberland bearbeitet haben ist nicht bekannt. Im Testament des Bischofs Tello 766 bezieht sich der Ausdruck cunicunis (wohl cuniculis = Erzgraben) vermutlich auf Bergbau am Vorderrhein, insbesondere in Obersaxen, Ruis, Waltensburg. Bestimmte Angaben über Bergbau in diesen Gegenden fehlen jedoch bis zum XV. Jahrhundert durchaus. In dieser Zeit muß lebhafter Bergbau gewesen sein. 1472 verkaufte Nicolaus von Zollern der Abtei Disentis St. Jörgenberg, Fryberg und Tennen für sich und seine Nachkommen, „alle rent zins und gült“ vorbehalten, „dessglich alle metal, ärz und bergkwergk, dazu die huben und die alp Rünaschgken“. (Die Urkunde befindet sich im Bischöflichen Archiv Chur und ist bei Dr. C. Decurtins, „Die Disentiser Klosterchronik des Abtes Jakob Bundi“, Luzern 1887, als Beilage XVI abgedruckt.) Aus dem Anfang des XVI. Jahrhunderts stammt eine Bergwerksordnung für die Herrschaft Jörgenburg (66).

Das Bergwerksregal gehörte dem Feudalherrn, die Herrschaft Jörgenburg (dem heutigen Kreis Ruis zum Teil entsprechend) unterstand den Freiherren von Rhäzüns, das Gebiet des heutigen Kreises Vorderrhein (romanisch Cadî) gehörte dem Kloster Disentis (romanisch Mustèr). Im Verlauf des XV. Jahrhunderts teilte der Fürstabt von Disentis das Bergwerksregal mit der Gerichtsgemeinde Disentis. 1461 erhielt die Gemeinde Truns die Alp Puntaiglas vom Kloster Disentis zum Erblehen. Die landesherrlichen Regalien verblieben jedoch der Fürstabtei und Gemeinde Disentis (bis zum Anfang des XVIII. Jahrhunderts). 1609 verlieh Abt Bundi alle im Gebiet der Herrschaft Disentis gelegenen Metallgruben dem Bündner Camenisch und dem Zürcher Heinrich Huber. Die Erzgruben bei Truns und Ringgenberg wurden während des ersten Viertels des XVII. Jahrhunderts ausgebeutet, denn 1619 den 8. Februarii wurde auf das Vorwort von Bern wegen des streitigen Bergwerkes zu Truns Gericht und Recht nach Bundesbrief entschieden (**87**).

Aus dem Jahr 1656 stammt eine weitere Verleihung aller Bergwerke, offener und noch zu eröffnender, an Michel Schorno und Karl Bühler von Schwyz. Über den Umfang und Erfolg dieser Unternehmungen ist uns nichts Näheres bekannt. 1694 übergeben der Abt Disentis, mit Bürgermeister, Senat und Gemeinde Disentis (Comunitas), die Minen von Nadèls und Puntaiglas dem Johann Ulrich Steiner von Winterthur in Pacht. Die Synopsis der Abtei Disentis enthält darüber folgendes: „1694 Hoc anno pridie Idus Julias Abbas n'r una cum Landamano, Senatu et Comunitate Disertinensi metalli fodinas in Nadils et Ponteiglas viciniae Thronensis ad quindecim annos pro annuo censu elocavit Johanni Ulrico Steiner ex Winterthur Status seu Cantonis Tigurini in Helvetia. In quam rem literae authenticae sigillis Abbatis, Comunitatis et ipsius conductoris munitae fuerunt erectae" (**85**).

Steiner hat sich mit der Puntaiglas-Lagerstätte abgegeben. Er erwarb auch den Besitz der Alp Puntaiglas, doch beschränkte am 28. Oktober 1697 die „Ersame Kürchörung Trunss" Steiners Rechte — er darf sie aus der Kürchörung Trunss weder verkaufen, noch vertauschen, versetzen und erben lassen. Herr I. A. de Schauenstein e Buol ist Nachfolger von Steiner. (1706) 1752 schließt er mit der „vischnaunca" einen Vertrag; in diese Zeit fällt also das Unabhängigwerden der Gemeinden vom Feudalherrn. „Wie schon das vorige Mal", wird ihm erlaubt, Holz aus dem Gemeindewald zu nehmen, aber nur auf ein Jahr gratis, und da man sich über den Preis des Holzes für später nicht einigen konnte, „solle der Herr Schauenstein et Buoll selbst besorgt seyn, ein solches andwerths her zu bekommen" (**85**). Über den Erfolg der Unternehmung berichten weder Dokumente noch Überlieferung. Nur ein tiefer Stollen auf der rechten Seite der Alp Puntaiglas ist heute noch zu sehen und als Grube des Buol bekannt.

Nach Beendigung der Bündner Oberländer Kriegswirren erwachte wieder Interesse für die Bergbauunternehmungen.

Anfangs des XIX. Jahrhunderts beschäftigte sich Mistral Peter Demenga von Misox mit bündnerischem Bergbau, hauptsächlich in Surselva (Oberland). 1805 bewerkstelligte er, im Verband mit Martin Schnitzer, Bregenz, „Direktor einer Kohlenmine", und des Isaak Näf, Wattwyl, sowie verschiedener Herren von St. Gallen und Appenzell, die Gründung einer ersten Gesellschaft, der „Bergbaugesellschaft von Tiefenkasten in Graubünden". Die Bergbaugesellschaft von Tiefenkasten wurde am 9. Juli 1805 in Tiefenkasten gegründet. Das Grundkapital wurde in 400 Bergwerksanteilen à 400 fl. Bündner Währung beschafft. Am 6. November fand die zweite Sitzung statt. Die Barschaft war bereits auf 383 fl. zurückgegangen. Im Januar 1806 waren 28 Arbeiter tätig, was einen Zuschuß von 10 fl. per Anteil nötig machte, trotzdem wies der Mai einen Passivsaldo von 2980 fl. auf. Die Arbeiterzahl stieg in diesem Monat auf 50, die monatlichen Ausgaben beliefen sich auf 800 fl. Daher eine neue Auflage von 60 fl. auf die Aktie, die aber nur für kurze Zeit half, denn am 1. September schon wurde die Aktie wieder mit einem Zuschuß von 30 fl. belegt. Für die Eröffnung der Gruben bei Obersaxen sowie zwei anderer (rechts) bei Ruis erhielten Schnitzer und Demenga je 200 fl. Gratifikation. Die Monate September bis November wiesen wieder einen Ausgabenüberschuß auf, der einen neuen Zuschuß von 18 fl. für die Aktie nötig machte. Auf den 7. Februar 1807 wurde eine Generalversammlung einberufen. Die Aktionäre beschlossen: die Gruben von Obersaxen und Ruis seien vollständig zu belegen, und es solle mit aller Anstrengung gearbeitet werden. Die Erweiterung des Geschäftskreises schien auch eine Vermehrung der leitenden Organe zu erfordern. Es wurde ein neuer Verwalter gewählt, der eine jährliche Besoldung von 150 Louis d'or, nebst Vergütung der Reisespesen

und Bureauausgaben erhalten sollte. Schnitzer verblieb im Amt als Direktor und bezog 100 £ fixe Besoldung und 100 fl. rheinisch für Wohnung. Demenga sollte auch fernerhin als Schatzmeister dienen, dafür 70 £ und Vergütung der Reisespesen erhalten. An der Versammlung vom 7. Mai erfuhren die Aktionäre, daß für die nächsten sechs Monate Ausgaben von 2700 fl. vorgesehen seien; es wurde beschlossen, auf jede Aktie einen Zuschuß von 100 fl. einzuziehen. Im Juni schon wurde ein neuer Zuschuß von 40 fl. gefordert. Die Aktionäre hatten die 100 Gulden vom Mai noch nicht verschmerzt, sie nennen von nun an die unliebsamen Beiträge nicht mehr Zuschüsse sondern Zubußen. Alle paar Monate wurden wieder erhebliche Zubußen gefordert. Die bündnerischen Aktionäre zogen sich immer mehr zurück, die Gesellschaft bestand nunmehr zum größten Teil aus St. Gallern und Appenzellern. Das Jahr 1809 schloß wieder ungünstig ab. In den Gruben von Ruis und Andest waren jetzt 140 Mann tätig. Es wurde daher eine neue Zubuße von 10 £ bewilligt. Die Ausbeute war in diesem Jahr, nach Selb, der von Walkmeister (87) zitiert wird, folgende:

Obersaxen	Kupfer, Scheiderz und Schliche	40 ctr.	64 pf.
Andest und St. Johann	„ „ „ „	35 „	36 „
		76 ctr.	

Die Gesellschaft hatte seit 1808 ihren Sitz in Reichenau und beschäftigte sich mit der Ausbeutung der Lagerstätten von Tiefenkastel, Ruis, Sursaissa (Obersaxen), Daspin. Da die Unternehmungen auch weiterhin keinen Erfolg zeigten, wurde die Gesellschaft am 10. September 1813 aufgelöst, nachdem in der kurzen Zeit beträchtliche Summen ausgegeben worden waren. Demenga beschäftigte sich darauf mit Alchimie; als Ziel hatte er die Verarbeitung der Erze von Puntaiglas. Aber bevor Demenga mit seinem Abbauplan fertig war, erschien Peter Heinrich Karg aus Bregenz in Truns, entdeckte in Puntaiglas einen „reichen Eisenstein", schloß mit der „vischnaunca" Verträge betreffs Ausbeute, machte viel Lärm um die Sache, kaufte und verkaufte Aktien. Er gewann für seine Unternehmung das Interesse einflußreicher Leute der Umgebung, wie Col. Lombriser, Landamman Schmid, Landrichter Latour, Leutn. Caprez und P. Placidus a Spescha. Der Vertrag mit Karg wurde am 26. Juli 1818 für 24 Jahre abgeschlossen. Warum die Gemeinde schon nach drei Monaten diesen Vertrag aufhob und, sei es mit Einverständnis von Karg oder ohne, mit einer anderen Gesellschaft, die hauptsächlich aus Herren von Truns und Umgebung bestand, einen Vertrag einging, ist uns nicht verständlich. Möglicherweise war es das Ergebnis der Machenschaften von Demenga, der Direktor der „Societat grischuna" wird, während Karg als Oberbergmeister amtet. Der Vertrag ist mit dem vorhergehenden, mit Karg abgeschlossenen, fast gleichlautend und datiert vom 15. November 1818. Pater Placidus a Spescha nahm an der Gründung der „Societat grischuna" regen Anteil — 1822 bezeichnete er, ziemlich ernüchtert über den Gang der Unternehmung, die Direktoren als Landstreicher und Strohköpfe. Unter der Leitung von Demenga und Staffoni hat die Gesellschaft in kurzer Zeit 145 000 Gulden eingebüßt. Um die Unternehmung wieder in Gang zu bringen, wären nach der Meinung von H. Bodmer 275 000 Gulden nötig gewesen, aber da ein Erfolg ungewiß erschien, wurde der Betrieb nach fünf Jahren bis auf weiteres eingestellt.

1826 erschienen französische Interessenten. Rousselot, Maire von Beaumont, schloß mit der „Societat grischuna" einen Vertrag. Aus diesem Anfang entstand dann die Gesellschaft I. F. Levrat & Cie., die mit der Nachbarschaft Truns Verträge schloß, durch die sie sich alle Bestände und Rechte der ehemaligen „Societat grischuna" sicherte. Die Firma I. F. Levrat & Cie. hatte in der Folge lange Prozesse mit Josef du Cardonnoy betreffs Ausführung des Kontraktes, den jener, vermutlich als neuer Unternehmer, mit ihnen abgeschlossen hatte (85).

Du Cardonnoy kontrahierte wegen dieser Verwicklungen im Jahr 1832 neuerdings mit der „vischnaunca" Truns und mit Privaten wegen Erwerb von Grundstücken für einen eigenen Hochofen, und schon Ende des Jahres 1833 wurde dieser gebaut, nahe der unteren Mühle, wo heute eine Scheune der Gebr. Berther ist. Du Cardonnoy hatte sich u. a. verpflichtet, der Gemeinde eine Feuerpumpe (800 Gulden) und die Hälfte der Kosten für neue Kirchenbänke zu zahlen. Du Cardonnoy gewann bald einige französische Freunde für seine Unternehmung und bildete mit ihnen die „Nouvelle société"; ein Herr Schmid aus Metz erhielt die Leitung. Die Unternehmung arbeitete unwirtschaftlich, wurden doch trotz mehrstündigen Transports auf schlechten Straßen Eisenerze vom Val Platenga im Hochofen von Truns verarbeitet, und geriet bald in Konkurs. So kauft Jean Louis Tre-

meau, „soulmé-maître de forges“, im Oktober 1840 von den gerichtlichen Kuratoren des Konkurses Du Cardonnoy die Kohlenhalle, Schmelze und Schmiede, eine alte Mühle und folgende Waldungen: „Petite Nadels Pallas, Tomaschett et quinter Tomaschett, Val Blaua et Val Eschallé (Tschalèr), Schlans, Somvix, Truns, le grand Nadels“ für 100 000 francs[1]). 1843 verkaufte er diese Güter an eine Gruppe von etwa 10 französischen Interessenten. Nach einigem spekulativen Hin und Her wurden S. & G. B. Bavier, Chur, Eigentümer der Schmelzen in Truns und sicherten sich das Recht der Ausbeute auf zwölf Jahre, mit der Verpflichtung, eventuell eine andere Industrie in der Gemeinde einzuführen. Das geschah 1864 durch Errichtung der Schafwollweberei und Spinnerei Truns. Am 24. Oktober 1873 übergab die Gemeinde Truns nochmals die Eisenbergwerke Puntaiglas an Prof. Florian Valentin & Cie. (F. W. C. Trafford, London, und Victor Manuel, Paris) auf 30 Jahre; der Vertrag kam aber nie zur Ausführung.

Die französischen Unternehmer (Levrat & Cie., Du Cardonnoy) hatten auch die Lagerstätten von Ruis und Obersaxen bearbeitet; nach dem großen Krach der 40er Jahre wurden auch dort die Betriebe eingestellt. 1825 wurde von Heinrich Schopfer aus St. Gallen Kupferkies aus dem Andester Tobel auf Kupfervitriol verarbeitet (**71**, S. 178). 1916 hat die Firma G. Weinmann & Cie., Zürich, neuerdings Abbauversuche unternommen, die aber 1918, ohne Erfolg gezeigt zu haben, eingestellt wurden.

Wir sehen also vom frühen Mittelalter bis in die neueste Zeit mit nur kurzen Unterbrechungen Unternehmer sich mit den Bündner-Oberländer-Lagerstätten beschäftigen. In den allermeisten Fällen sind die Illusionen bald zerstört worden, meist aber nur für die Dauer einer Generation. Das unwirtschaftliche Arbeiten der meisten dieser Unternehmungen mag zum Teil wohl in ungünstigem Abbau und Verarbeitung begründet sein. Wir haben wenig Kenntnis über die Art der Verarbeitung bis zum XIX. Jahrhundert. Aber auch damals wurden die Unternehmungen oft von unkundigen, zuweilen auch von gewissenlosen Männern, die mehr die Aktionäre als die Lagerstätten abzubauen und auszunützen suchten, geleitet. Zum Teil sind die vielen Mißerfolge durch die Art der Vorkommen, besonders die unregelmäßige Lagerung, bedingt. Heute ist keine der Erzlagerstätten, oder besser gesagt, keines der Erzlagerstättenrelikte, abbauwürdig.

[1]) Unveröffentlichtes Dokument, das mir von Herrn Kantonsrat Vincenz, Truns, zur Einsicht gegeben wurde.

Literatur.

Chr. G. Brügger, Der Bergbau in den X Gerichten. Jahresbericht Nat. Ges. Graubündens. Neue Folge, XI. Jahrgang 1866, S. 47.

H. Bueler de Florin, Schweizer Erzbergbau, Centralblatt für den ges. Erzbergbau. Frankfurt am Main 1906.

C. Decurtins, Die Disentiser Klosterchronik des Abtes Jakob Bundi. Luzern 1887.

H. Fehlmann, Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern 1919.

Mohr, Regesten der Benediktinerabtei Disentis.

Plac. Plattner, Geschichte des Bergbaus der östlichen Schweiz. Chur 1878.

Fr. v. Salis Beiträge zur Geschichte des bündnerischen Bergbauwesens II. Der Bergbau im Oberland. Jahresbericht Nat. Ges. Graubündens. Neue Folge, VIII. Jahrgang 1863, S. 173.

U. v. Salis-Marschlins, Bemerkungen auf einer Reise durch Graubünden. Der neue Sammler, ein gemeinnütziges Archiv für Bünden, II, S. 493—536, und IV, S. 173—177.

P. Plac. a Spescha, Sein Leben und seine Schriften, S. 256 ff. Bern 1913.

P. Vincenz, Las minieras a Trun. Igl Ischi, II. Mustèr 1898.

Chr. Walkmeister, Aus der Geschichte des Bergbaus in den Kantonen Glarus und Graubünden. Jahresbericht Nat. Ges. St. Gallen 1889.

Die Lagerstätte von Puntaiglas.

Zusammenfassung.

Das Vorkommen von Magnetit-Pyrit (Kupferkies) oberhalb Alp Puntaiglas nördlich Truns, früher verschiedentlich abgebaut, ist heute nicht abbauwürdig. Die Lagerstätte liegt wesentlich in und längs einer Sedimenteinquetschungszone im Diorit. Es werden der Diorit, Gesteine der Sedimenteinquetschungszone und die Erzmineralien besprochen. Die Lagerstätte wird als eine in Verbindung mit der Dioritintrusion stehende kontaktpneumatolytische Bildung aufgefaßt.

A. Ort. Geschichte. Literatur.

Die Erzlagerstätten von Puntaiglas befinden sich auf beiden Talseiten oberhalb und etwas nördlich der Alp Puntaiglas (1627 m), etwa 2,5 km nördlich von Truns[1]). Siegfried-Atlas Blatt 408. Zu den beiderseits der Ferrera auf etwa 1800 m Höhe gelegenen alten Gruben führen streckenweise brauchbare Wegspuren.

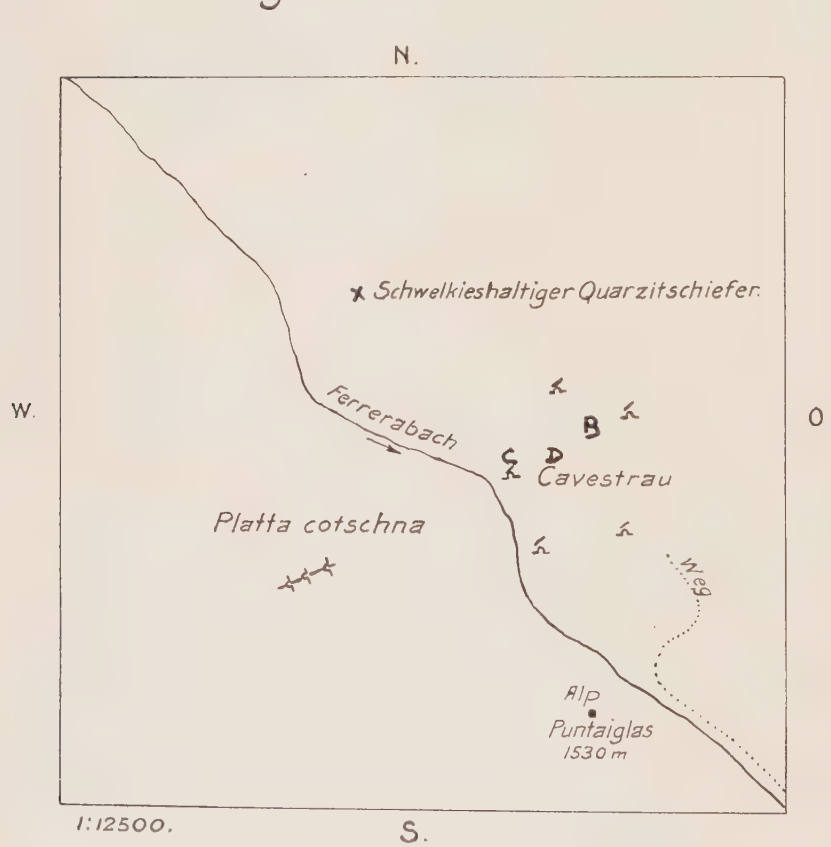

Fig. 1.

Auf der westlichen Talseite (r.) befinden sich die Stollen von *Platta cotschna*, drei direkt übereinander gelegene Gruben im selben Erzlager. Der unterste dieser drei Stollen liegt auf zirka 1820 m, der höchste auf etwa 1860 m. In diesen kann man, im Gegensatz zu den beiden anderen, die nur eine sehr kurze Strecke begehbar sind, etwa 40 m weit vordringen. Vorsicht ist jedoch geboten (Seil), besonders nahe dem Eingang, weil man da über Bretter gehen muß, die schon etwa 100 Jahre liegen, und man leicht in den mit Wasser vollgelaufenen hinteren Teil von Stollen 2 stürzen kann. Etwa 20 m vom Eingang ist ein Nebenstollen abwärts nach S vorgetrieben worden.

Auf der östlichen Talseite (l.) sind die Lager von *Cavestrau* Es sind hier fünf alte Erzgruben bekannt, die in fünf verschiedenen, ausgequetschten Linsen angelegt sind. Sämtliche Cavestrau-Gruben lassen sich nur wenige Meter weit begehen. Die Lage der Platta-cotschna- sowie der Cavestrau-Gruben sind auf der Skizze Fig. 1 im wesentlichen nach Bodmer-Beder dargestellt, über erstere orientiert auch Fig. 1, Taf. I.

[1]) Vgl. Fig. 4, S. 37.

Die Abbauversuche der Puntaiglas-Lagerstätte gehen in alte Zeiten zurück, Magnetit und Pyrit, daneben etwas Kupferkies, sind die hauptsächlichen Erze. Gelegentlich suchte man jedoch auch andere Metalle als Eisen und Kupfer zu gewinnen, so schreibt P. Placidus a Spescha im September 1819 (**78**, S. 264): „Man verkannte noch immer den Inhalt des Stoffes vom Bergwerk in Puntaiglas. Daß sein Hauptbestand aus Eisen bestehe, war zwar keiner Frage unterworfen, auch war nicht bezweifelt, daß (nicht) Kupfer dabei wäre. Allein ich konnte nicht begreiflich machen, daß noch Silber und Gold darin wären, obschon ich immer in dieser Vermutung stund. Ich machte sie zwar immer auf Gold und Silber, Zinnober und Quecksilber aufmerksam, aber umsonst."

Sicher belegte Verleihungen von Abbaurechten sind aus dem XV. Jahrhundert bekannt. Seit dieser Zeit haben sich in fast ununterbrochener Folge, in Zeitabständen von nur zwei bis drei Generationen, verschiedene Unternehmungen mit den Puntaiglas-Lagerstätten abgegeben. Es soll hier auf die Geschichte dieser Abbauversuche nicht näher eingegangen werden, um so mehr, als in der Einleitung schon darüber berichtet wurde.

Die Schafwollweberei und Spinnerei Truns, die 1864 von der Firma S. & G. B. Bavier, Chur, errichtet wurde und die heute noch besteht, ist in gewissem Sinn die Nachfolgerin der Bergbautätigkeit Puntaiglas-Truns. Die Gemeinde Truns hatte nämlich bei der Abtretung des Ausbeutungsrechts an diese Firma die Bedingung gestellt, daß im Falle des Eingehens der Bergbautätigkeit, eine andere Industrie eingeführt werden müsse.

Der letzte Vertrag, den die Gemeinde Truns bezüglich Abbau der Puntaiglas-Lagerstätte mit einer Unternehmergruppe abschloß, datiert vom 24. Oktober 1873; allerdings kam dieser Vertrag nie zur Ausführung.

Während des Krieges wurden die Puntaiglas-Erzvorkommen wieder untersucht: das Gutachten von Dr. Stauffacher fiel jedoch mit Recht nicht günstig aus. Man nahm auch von einem Wiederaufnehmen der Betriebe Abstand.

Literatur.

A. Bodmer-Beder, Die Erzlagerstätten der Alp Puntaiglas im Bündner Oberland und ihre Felsarten. Neues Jahrb. Mineral. Geol. B. B. XI, 1897, S. 217—257.

Fr. Stauffacher, Kurzer Bericht über die Erzlager von Puntaiglas bei Truns. (2 Seiten Manuskript, hinterlegt bei der Geotechnischen Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft, Zürich.)

P. Vincenz, Las Minieras a Trun. Igl Ischi, II. Mustèr 1898.

Fr. Weber, Spezialkarte v. Puntaiglas-La Gonda (Bl. 102) 1 : 20000.

Die einzige eingehendere Darstellung der Lagerungsbedingungen und der petrographischen Verhältnisse der Puntaiglas-Lagerstätte ist die von Bodmer-Beder. Sie orientiert uns über die allgemeinen geologischen Verhältnisse und gibt uns ein Bild von der im Puntaiglas-Gebiet außerordentlich großen petrographischen Mannigfaltigkeit.

Bodmer-Beder beschreibt aus der näheren Umgebung der Erzlagerstätten folgende Gesteine:

Dioritischer Glimmerserizitschiefer
Porphyrisches dioritisches Randgestein
Quarz führender Glimmerdiorit
Glimmer- und quarzfreier Diorit
Uralitporphyr
Mikrogranitischer Quarzporphyr
Chlorit-Kalzitschiefer.

Besonders eingehend wird der „mikrogranitische Quarzporphyr" besprochen, obgleich Bodmer-Beder vermutet, daß ein direkter Zusammenhang zwischen diesem Gestein sowie auch dem „Uralitporphyr" und den Lagerstätten nicht ohne weiteres angenommen werden darf. Bodmer-Beder fand in einem Quarzeinsprengling im „mikrogranitischen Quarzporphyr" einen Einschluß, den er für Sodalith hielt (l. c. S. 236). Ich hatte Gelegenheit, die Dünnschliffsammlung von Bodmer-Beder, die im Mineralogisch-Petrographischen Institut der E. T. H. in Zürich deponiert ist, durchzusehen. Den fraglichen Einschluß, von dem auch eine Abbildung gegeben wird, halte ich eher für Fluorit, der an anderem Ort von Bodmer-Beder auch in diesem Gestein vermutet wurde. Von diesem „Quarzbiotitporphyr" von Platta cotschna liegt eine ältere Analyse vor (l. c. S. 239).

SiO_2	68,89 (als Quarz zirka 21,60 %)	SO_3	0,30
Al_2O_3	14,05	S	0,26
Fe_2O_3	2,18	B_2O_3	0,38
FeO	1,43	TiO_2	0,23
Fe als FeS_2	0,23	P_2O_5	0,03
K_2O	4,30	Cl	0,07
Na_2O	4,56	F	0,05
CaO	2,15	H_2O	0,41
MgO	0,83	Ce_2O_3, Mn, Zr Sp.	
BaO	0,58		101,00
Cu	0,03		
Pb	0,04		

Quarzbiotitporphyr Platta cotschna, Analytiker I. R. Hanhart.

B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätte.

Wie eingangs erwähnt, befinden sich die Puntaiglas-Erzvorkommen zirka 2,5 km nördlich von Truns, Siegfried-Atlas Blatt 408. Dieses Gebiet kommt auf der geologischen Spezialkarte Tödi, 1 : 50000, Blatt 100, Fr. Weber, Bern 1924, zur Darstellung, zudem liegt vom engeren Puntaiglas-Gebiet eine Spezialkarte von Fr. Weber 1 : 20000 vor (Blatt 102). Das Puntaiglas-Gebiet liegt im Südostende des Aarmassivs. Die alpine Metamorphose hat hier, wenigstens in den jetzt aufgeschlossenen zentralen und tieferen Teilen, einen wesentlich kleineren Einfluß ausgeübt als im nordöstlichen Gotthardmassiv und im Somvixer Zwischenmassiv. Das Nordende des Gotthardmassivs ist gegen das Aarmassiv nach N vorgeschoben; der bewegte Teil zeigt stärkere Dislokationserscheinungen als das schon relativ ruhige Aarmassiv, gegen das das Gotthardmassiv angeschoben wurde. Immerhin sind die Wirkungen der alpinen Metamorphose, wie aus dem petrographischen Teil hervorgeht, durchaus deutlich.

Ein Profil von S nach N von Truns aus, im Ferreratal, zeigt etwa folgende Verhältnisse

Glazialschutt und Alluvionen . .	0,5	km	zirka
Hornblendegranit bis Monzonit . .	1	„	„
Quarzporphyr	0,3	„	„
Diorit, mit eingequetschter mesozoischer Sedimentmulde . . .	1,5	„	„
Im Talboden Schutt			
Puntaiglassyenit	1,5	„	„

Die Erzvorkommen befinden sich nahe dem Kontakt von Diorit mit einer eingequetschten, schmalen, etwa 60° steil nach S einfallenden Sedimentzone. Man nimmt an, daß die Dioritintrusion karbonischen Alters ist, d. h. man hat keinen Grund zur Annahme, daß der Diorit jünger sei. Die Sedimente — es handelt sich um Chlorit-Serizitschiefer — sind von der Dioritintrusion kontaktpneumatolytisch verändert. Die Lagerstätte selbst, deren wesentliche Erzmineralien Magnetit und Pyrit, untergeordnet Kupferkies, sind, ist als kontaktpneumatolytische Bildung in der Sedimentzone zu betrachten. Sie ist jünger als der Diorit und älter als die alpine Metamorphose.

Die fünf Gruben auf der Cavestrau-Seite (E) haben sehr bescheidene Dimensionen, sie machen durchaus den Eindruck von Probestollen. Es wurden hier nur kleinere, verquetschte Erzkörper angetroffen. Anders auf der Platta cotschna (W), wo ein Erzstock angetroffen und nahezu restlos abgebaut worden ist. Heute weisen auf seine Existenz lediglich die massigen Magnetit- und Magnetit-Pyrit-Erzstücke, die wir in den kleinen Materialhaufen in den einzelnen Stollen, besonders im obersten, finden. Das Volumen des durch die drei Platta-cotschna-Stollen abgebauten Materials ist etwa 1800 m³.

Nach W und nach unten scheint der Erzstock auszukeilen, nach oben läßt er sich in dem schlecht begehbaren Gelände nicht verfolgen. Durch die Stollen ist der Erzstock so weitgehend abgebaut, daß es heute schwerfällt, sich ein Bild von dem Erzvorkommen von Platta cotschna zu machen. In der Literatur finden wir keine brauchbaren, diesbezüglichen sachlichen Mitteilungen aus den ein-

zelnen Abbauperioden. Anderseits sind durch die fast durchgehend unverbauten Stollen gute Aufschlüsse geschaffen, die uns einen Einblick in die Art der Mineralisation geben. Was wir heute noch anstehend finden sind wesentlich Imprägnationen im Diorit, der durch die Erzlösungen meist deutlich verändert ist, sowie in den Chlorit-Serizitschiefern. Auf der E-Seite reicht eine mesozoische Sedimenteinquetschung bis nahezu zum Talboden der Alp Puntaiglas. Auf dem Profil I der Profilserie zu Spezialkarte 102 A von Fr. Weber kommt diese steil nach S fallende, gefaltete Sedimentzone gut zum Ausdruck. In den mesozoischen Sedimenten hat keine Erzmineralisation stattgefunden. Der feinkörnige Pyrit in nördlich von den Puntaiglas-Lagerstätten steil einfallendem, sedimentärem Gestein (Trias, vermutlich äquivalent Quartenschiefer), steht offenbar nicht in Beziehung mit der Mineralisation der Puntaiglas-Lagerstätten.

Hingegen soll im Zusammenhang mit der Betrachtung der Puntaiglas-Lagerstätte das im Tirauntunnel der Rhätischen Bahn angetroffene Pyrrhotinvorkommen erwähnt werden. Es handelt sich hier um Karbonat-Erzgänge in amphibolitischem Gestein; das Erz ist Pyrrhotin mit ganz untergeordnet Pyrit und Kupferkies.

C. Petrographische Beschreibung.

Das Puntaiglas-Gebiet ist in petrographischer Hinsicht außerordentlich mannigfaltig und interessant. Ein Blick auf die bereits mehrfach erwähnte Spezialkarte von Fr. Weber 1 : 20 000 gibt einen Begriff von den hier herrschenden Verhältnissen. Der Text zu der Karte steht noch aus.

Hier sollen lediglich Gesteine aus der unmittelbaren Nähe der Erzlagerstätten besprochen werden: der Diorit und die Gesteine der Sedimenteinquetschungszone in und längs der die Mineralisation stattgefunden hat.

Der Diorit. Der Puntaiglas-Diorit ist ein dichtes, massiges Gestein, an dem makroskopisch Hornblende, Plagioklas und Quarz sichtbar sind. Unter dem Mikroskop ist die Struktur granoblastisch. Die Textur ist durchaus massig.

Hauptgemengteile	Hornblende, Plagioklas, Quarz;
Nebengemengteile	Klinozoisit, Epidot, Serizit;
Akzessorien	Magnetit, Zirkon, Biotit, Apatit, Titanit, Granat.

Die *Hornblende* zeigt ziemlich kräftigen Pleochroismus:

$n\gamma$	blaugrün	$n\gamma - n\alpha = 0{,}023$
$n\beta$	blaßgrün	$n\beta - n\alpha = 0{,}015$
$n\alpha$	hellgelbbraun	$2V\alpha = 88^0$ $c/n\gamma = 18^0$.

Neben dieser gewöhnlichen Hornblende wurde eine Hornblende mit mehr blauen Adsorptionsfarben festgestellt, bei der $n\gamma = n\beta$ blau und $n\alpha$ hellgelboliv ist. Die *blaue Hornblende* wurde in der Nähe von Zoisit und Erz, in der Nähe von grüner Hornblende und Zoisit, oder grüner Hornblende und Epidot beobachtet. Wo sie in etwas größeren Flecken auftritt enthält sie oft Magnetiteinschlüsse. Das Auftreten (häufig in der Nähe von Zoisit und Epidot) läßt vermuten, daß die blaue Hornblende durch Aufnahme von bei der Zersetzung der Plagioklase freigewordenen Alkalien, bzw. durch Erzausscheidung aus der gewöhnlichen grünen Hornblende entstanden ist. Außer Umwandlungszonen von blauer Hornblende zeigt die gewöhnliche Hornblende häufig Biotiträndern. Gelegentlich erscheint die Hornblende fast vollständig von einem schmalen Biotitsaum umgeben. Der Biotit hat starken braunen Pleochroismus.

Noch eine Reihe anderer Umwandlungserscheinungen sind an der Hornblende auffallend:

helle, unregelmäßig begrenzte Flecken;
Umwandlung in Klinozoisit, Epidot;
Erzausscheidung; Chloritisierung.

Die hellen Flecken entsprechen einer Bleichung (Uralitisierung), die optischen Eigenschaften bleiben im übrigen die gleichen wie in den normalen Partien. Auffallend ist der *Klinozoisit,* in den die Hornblende partienweise umgewandelt ist. Er ist gelbbraun gefärbt und zeigt schwachen Pleochroismus, meist ist er etwas trübe. Die Interferenzfarben sind anomal stahlblau. Neben dem Klinozoisit kommen kleine Körner von hoch doppelbrechendem, hellgelbem Epidot vor.

Die Erzausscheidung ist zuweilen längs Spaltrissen der Hornblende erfolgt. Mit ihr scheint dann Bildung von Prochlorit und blauer Hornblende zusammenzuhängen. Die durchgehend xenoblastischen Magnetitkörner haben sehr oft Titaniträndер. Außerhalb der Hornblende wurde auch idioblastischer Magnetit festgestellt, der als primärer Bestandteil des Diorits angesehen werden kann. Dieser Magnetit zeigt lediglich eine Hämatit-Limonitumrandung.

Der *Feldspat* ist weitgehend zoisitisiert. Die filzigen Aggregate und Zoisitbesen lassen die Umgrenzung des Feldspats noch gut erkennen, so daß die Textur noch durchaus massig wirkt. Untergeordnet sind helle bis bräunliche Epidotkörnchen, gelegentlich auch etwas größere Körner, die einen Pleochroismus braungelb bis hellgelb zeigen.

Die oben aufgezählten *Akzessorien* bieten nichts Bemerkenswertes. Der Granat ist im Dünnschliff fast farblos. Auffallend ist das nur untergeordnete Auftreten von Serizit.

Von diesem Diorit bestehen folgende Analysen

	I	II	III
SiO_2	47,30	48,02	48,71
Al_2O_3	22,64	20,26	15,17
Fe_2O_3	1,22	3,49	4,52
FeO	6,47	2,76	7,88
MgO	4,74	7,23	5,34
CaO	11,28	8,87	8,60
Na_2O	4,74	3,88	4,27
K_2O	0,50	1,85	0,98
TiO_2		1,54	2,67
H_2O+	1,24	(1,82)	(1,41)
H_2O-		0,17	0,20
	100,13	99,83	99,75

Die Niggli-Werte sind

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*h*	*c/fm*	*ti*	
I	108	30,5	31	27,5	11	0,06	0,53	9,5	0,89		ossipit-gabbroid
II	114	28	37,5	22,5	12	0,23	0,69	14,5	0,61	2,7	essexit-gabbroid bis gabbrodioritisch
III	120	21,8	44	22,7	11,5	0,13	0,45	11,5	0,51	4,86	gabbrodioritisch
IV	131	22	45	22	11	0,22	0,52	25	0,49	2,0	„
V	135	24,5	42,5	23	10	0,28	0,50				

I L. Wehrli, Puntaiglas, Diss. (**89**).
II L. Hezner, Piz Tumbif S-Grat.
III „ „ „ „ „
IV C. Friedlaender, Lukmanierstraße, S. 24.
V Typus des gabbrodioritischen Magmas (**55**, S. 126).
Der Chemismus des Puntaiglas-Diorits ist dem der Lukmanierschlucht sehr ähnlich. Beide sind typisch gabbrodioritisch bis ossipitgabbroid.

Dioritrandfazies, angrenzend an schiefrigen Chloritgneis. (Fundort E-Talseite, Lok. B 1880 m.) Das Gestein läßt sehr starke Pressungserscheinungen erkennen. Die Struktur ist kataklastisch bis undeutlich porphyroblastisch. Die Textur ist undeutlich schiefrig.

Hauptgemengteile	Hornblende, Epidot, Quarz II;
Nebengemengteile	Plagioklas, Chlorit, Klinozoisit, Zoisit, Epidot;
Akzessorien	Magnetit, Limonit, Karbonat, Apatit, Zirkon.

Die *Hornblende,* $n\gamma$ grün, $n\beta$ gelblich, ist oftmals ausgebleicht und gelegentlich in Epidot und auch in Chlorit umgewandelt.

Der *Chlorit* hat sehr schwachen Pleochroismus, $n\gamma$ hellgrün, $n\alpha$ hellgelb ist optisch 2axig negativ, $2V =$ zirka 40^0, Doppelbrechung klein.

Nach diesen Eigenschaften handelt es sich um einen Leptochlorit. Der *Plagioklas* ist klar und weist ziemlich intensive Lamellenverbiegungen auf. Der *Epidot* fällt durch seine bräunliche Farbe auf; er ist zudem in Zonen hier das verbreitetste Mineral und ist nicht nur als Umwandlungsprodukt aufzufassen, sondern als hydrothermale Bildung, die in Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung steht. Bei der alpinen Metamorphose erfolgte Zerreißungen sind mit Quarz, Klinozoisit-Epidot, Chlorit (Klinochlor) ausgefüllt. Der Epidot II, der in rundlichen Körnern und mehr oder weniger idioblastisch auftritt, zeigt schwächere Eigenfarbe, ist aber auch gelegentlich hellbraun gefärbt. Auf was für Beimengungen diese Pigmentierung zurückgeht, ließ sich nicht bestimmen. Es ist nicht die intensive Farbe des Cer-Epidot. Auf der östlichen Talseite treten auf etwa 1800 m Höhe in der Nähe der beiden nördlichen Gruben Amphibolite auf. Neben sehr grobkörnigem, bis zirka 2 m mächtigem Amphibolit fallen schmale (5 – 8 mm breite) Hornblende-Erzgängchen im Diorit auf. Die Hornblendegängchen führen zentral etwas Pyrit und Magnetit. Schon makroskopisch bemerken wir eine Bleichung und Veränderung im umgebenden Diorit. Unter dem Mikroskop fällt eine starke Zoisitisierung und Serizitisierung der Plagioklase auf. Das Gestein hat porphyroblastische bis blastodioritische Struktur, die Textur ist massig.

Hauptgemengteile	Hornblende, Plagioklas, Chlorit;
Nebengemengteile	Zoisit, Epidot, Quarz, Serizit;
Akzessorien	Apatit, Magnetit, Pyrit, Titanit.

Die *Hornblende* zeigt ähnliche Eigenschaften wie im normalen Diorit: nγ blaugrün, nβ oliv, nα gelbbraun, c/nγ = 23°. Randlich und besonders im Kontakt mit zoisitisiertem Plagioklas treten auch hier blauere Farben auf. Als Umwandlungsprodukte wurden *Klinochlor* und Epidot beobachtet. *Epidot* ist in kleinen Körnchen weit verbreitet; gelegentlich auftretende etwas größere Individuen zeigen einen deutlichen Pleochroismus grüngelb bis hellgelb. Der akzessorische *Magnetit* hat häufig Titaniträndер, gelegentlich ist er auch von Epidot umrandet.

Angrenzend an den grobkörnigen Amphibolit wurde auch eine blastodioritische, feldspatreiche Fazies festgestellt. (Lok. C 1880 m.) Hauptgemengteil ist in diesem Gestein ein englamelliger, relativ wenig zersetzter *Plagioklas*. Nebengemengteile sind stark undulös auslöschender *Quarz* und *Chlorit*. Der Chlorit ist ein Klinochlor mit ähnlichen Eigenschaften wie oben angegeben. Akzessorisch treten Magnetit, Titanit, Epidot und Apatit, oftmals zerbrochen, auf. Hornblende wurde in diesem Gestein nicht festgestellt. Der Feldspat ist Albit (2axig positiv, nβ = Kanadabalsam). Verbogene Lamellen und Zerreißungen lassen starke Beanspruchungen erkennen, die nach der Neubildung des Albits aus dem Plagioklas stattgefunden haben.

Die im Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung stehenden Umwandlungen im Diorit sind zum Teil durch die alpine Metamorphose etwas verwischt. Es lassen sich aber, wie wir gesehen haben, verschiedene Umbildungen und Neubildungen feststellen, die auf Wirkungen der Erzlösungen zurückzuführen sind: Starke Umsetzung der Plagioklase, Auflösung von Hornblende und Wiederabsatz in Hornblende-Erzgängchen, Zufuhr bzw. Neubildung von Magnetit, Apatit, Epidot, wohl auch von Chlorit (Leptochlorit) und Hornblende (zum Teil).

Der auf der rechten Talseite (W) nördlich der Lagerstätte auf einer Höhe von etwa 1820 m anstehende Augitporphyrit soll hier vergleichsweise erwähnt werden, weil wir im Somvixer Zwischenmassiv sehr ähnliche, wenn auch wesentlich stärker metamorphe Gesteine antreffen.

Das makroskopisch hellgrüne Gestein hat einen porphyrähnlichen Charakter. Unter dem Mikroskop ist die Struktur porphyrartig, die Textur ist undeutlich schiefrig, fast massig. Das Grundgewebe erscheint durch leistenförmigen *Plagioklas* fibroblastisch. Es besteht wesentlich aus schwach doppelbrechendem Chlorit, Plagioklas, Pyroxen, Epidot, rekristallisiertem Albit-Oligoklas, Zoisit, Magnetit und Karbonat. In ihm liegen hypidioblastische Porphyroklasten von *Diopsid*, dessen Auslöschungsschiefe c/nγ = zirka 40° beträgt; er ist 2axig positiv und besitzt nicht selten Zwillingsbildung nach (100). Randliche Umwandlung ist häufig, die Doppelbrechung scheint etwas kleiner, die Auslöschungsschiefe etwas größer als im frischen Diopsid.

Der Chemismus dieses Augitporphyrits erhellt aus den nachfolgenden zwei Analysen von Augitporphyriten vom Piz Tgietgen. Die dazugehörigen Dünnschliffe (Schliffsammlung Fr. Weber) zeigten ein sehr ähnliches Bild.

	I	II
SiO_2	51,48	51,43
Al_2O_3	16,24	15,08
Fe_2O_3	2,69	4,69
FeO	4,70	3,92
MgO	7,97	8,05
CaO	4,41	7,12
Na_2O	3,25	2,98
K_2O	5,75	2,64
TiO_2	0,82	0,82
P_2O_5	0,40	—
H_2O+	2,32	3,68
H_2O-	0,20	0,25
	100,23	100,26

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*ti*	*h*
I	132	24,5	46	12	17,5	0,53	0,67	0,27	1,5	21,6
II	130	22,5	47	19	11,5	0,37	0,65	0,41	1,5	33,2

I L. Hezner, Piz Tgietgen, südl. unter Gipfel.
II „ „ Piz Tgietgen, Schutterrasse, östl. unter Gipfel.

Chlorit-Serizitschiefer, Serizit-Chloritgneise der Sedimenteinquetschungszone. Schiefrig bis feste, meist im Hauptbruch fettig glänzende, grünliche Gesteine, in denen lokal Turmalin-Erzimprägnationen verbreitet sind.

Der Chlorit-Serizitschiefer besteht vorwiegend aus schwach pleochroitischem *Klinochlor* (nα blaugrün, nγ hellgrün bis gelb), *Serizit* und rekristallisiertem *Albit*. Parallel der undeutlichen Schieferung liegen in dichtem Serizitfilz mit untergeordnet Quarz, Epidot, mehr oder weniger lagenförmig angeordnet Erzkörner, die von Chlorit, Epidot, Apatit, Quarz, gelegentlich auch von Karbonat begleitet sind. Das Erz ist hauptsächlich *Magnetit*, der oft Leukoxenränder zeigt. Reine Titaniträndер sind jedoch hier selten. Neben Magnetit kommen auch *Pyrit* und Hämatit vor, die Altersfolge ist deutlich Magnetit-Pyrit-Hämatit. Wir finden Einschlüsse von Magnetit in Pyrit, der seinerseits zuweilen Hämatitumrandung zeigt. Der die Vererzung begleitende Chlorit ist ein Klinochlor mit relativ starkem Pleochroismus, nα blaugrün, nγ gelb. Mit der Erzzufuhr scheint Epidotbildung zusammenzuhängen, gelegentlich sind Erzkörner ganz von einer Epidothülle umgeben. Zur Seltenheit wurde auch *Turmalin* festgestellt, der gewöhnlich in seinem Auftreten an Imprägnationszonen gebunden erscheint. Der *sekundäre Quarz* löscht schwach undulös aus. Im Druckschatten von Erzporphyroblasten sehen wir an einigen Schliffstellen stengelig rekristallisierten Quarz, der schwach undulös auslöscht. Zerreißungen an Apatit sind nicht selten. Der ursprüngliche Plagioklas ist restlos umgewandelt in Zoisit, Epidot und klar rekristallisierten Albit.

Im Querbruch sind häufig Turmalin-Erzimprägnationen zu sehen. Der *Turmalin* hat blauschwarzen, halbmetallischen Glanz. Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß diese Gängchen fast nur aus Turmalin, vergesellschaftet mit Erz, Quarz, Karbonat, Apatit bestehen. Der Turmalin zeigt sehr starke Adsorptionsunterschiede:

nγ dunkelblaugrün bis schwarz
nα hellrotbraun.

Zonarstruktur ist selten, wo sie beobachtet wurde hatte der äußere Teil nα hellblaugrau. Zahlreiche mehr oder weniger parallele Risse, die in ihrer gefältelten Anordnung starke Beanspruchung erkennen lassen, setzen durch das ganze Schliffstück; im Turmalin verlaufen sie vorwiegend parallel der ziemlich deutlichen basalen Spaltbarkeit. Die Risse sind durch Quarz und Serizit verheilt. Die Erzmineralien sind hier wesentlich *Pyrit*, *Hämatit*, *Magnetit* (Ilmenit).

Dem Mineralbestand nach wurde das Gestein für sedimentogen gehalten; die Analyse bestätigte diese Annahme. Es wurde ein typischer, möglichst erzfreier Chlorit-Seritzitschiefer, Fundort Platta cotschna, Stollen 1860 m, zirka 15 m vom Eingang, analysiert.

SiO_2	47,28								
TiO_2	0,34								
Al_2O_3	16,10								
Fe_2O_3	12,39	Chlorit-Serizitschiefer (53)							
FeO	3,27								
MnO	0,00	Puntaiglas-Stollen 1860 m							
CaO	2,03								
MgO	6,66	Anal. C. Friedlaender							
Na_2O	0,46								
K_2O	3,90								
P_2O_5	0,02								
H_2O+	5,62	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
H_2O-	0,00	137	27,5	58	6	8,5	0,85	0,53	0,11
CO_2	1,21								
S	0,45	*ti*	*h*	*p*	co_2	*s*			
	99,73	0,70	54	0,02	5	1,3			
S = O	0,11								
	99,62	d = 2,88							

Die Struktur der Chlorit-Serizitschiefer ist meist schwach porphyroblastisch, die Textur undeutlich schiefrig. Die Grenzfazies der sedimentären Gesteine zum Diorit bildet ein Chloritgneis mit Quarzaugen und einzelnen Magnetit-Pyritlagen. Lok. B (1880 m). Die Textur dieses Gesteins ist schiefrig-lentikular. Die Schieferung kommt zum Ausdruck durch Lagen von feinschuppigem Serizit, Plagioklas und untergeordnet Quarz und Chlorit, die sich mehr oder weniger parallel durch den ganzen Schliff ziehen. Kleinere Porphyroblasten von Plagioklas und größere Porphyroblasten von stark undulös auslöschendem Quarz liegen im Serizit-Plagioklas-Quarzgewebe, in dem Serizit stellenweise zugunsten von Feldspat zurücktritt.

Auffällig sind die Züge von intensiv gefärbtem, neugebildetem *Klinochlor*, dessen Pleochroismus zwischen nα blaugrün und nγ gelbgrün liegt. Oft enthält der Chlorit Einschlüsse von Magnetit und feinen Pünktchen von bräunlich reflektierendem Ilmenit.

Neben diesen Bestandteilen wurden untergeordnet Zoisit, Limonit (gelegentlich pseudomorph nach Karbonat), Karbonat und, akzessorisch, Apatit und Zirkon festgestellt.

Auf Lok. D tritt in der Zone der Sedimentgesteine, nahe dem Diorit ein Magnetit und Turmalin führendes, an Hornblende reiches Gestein auf. Die Struktur ist nahezu granoblastisch, die Textur schiefrig bis lagig. Lagen von stark zoisitisiertem, feinkörnig rekristallisiertem Plagioklas und Quarz, mit untergeordnet Chlorit, Epidot, Magnetit, wechseln mit solchen, in denen Hornblende, Chlorit, Epidot, Erz vorherrschen. Dazwischen liegen, ebenfalls der Schieferung parallel, feinkörniger, mehr oder weniger idioblastischer Magnetit und untergeordnet Turmalin, begleitet von schwach undulös auslöschendem Quarz und Zügen von xenoblastischem Apatit. Diese lehnen sich meist randlich an Hornblende-Erzlagen an.

Die gewöhnliche *Hornblende* tritt hier zugunsten der alkalireicheren stark zurück. (nα hellblau, nβ oliv bis blaugrün, nγ gelbgrün.) Der Chlorit ist vorherrschend Klinochlor (2axig positiv, 2V = zirka 50°, olivgrüne Interferenzfarben), daneben untergeordnet Pennin (nγ hellgrün, nα hellgelb, anomal blaue Interferenzfarben).

Sehr hoch doppelbrechender, schwach bräunlicher *Epidot* umrandet zuweilen, allein oder in Aggregaten mit Zoisit, den Magnetit. Größere Epidotkörner zeigen braunen Pleochroismus und sind meist etwas trübe. Der neugebildete Epidot ist klar, farblos bis hellgrün.

Der *Turmalin* zeigt Pleochroismus nγ blaubraun, nα hellgelbrosa. Das Erz ist auch hier wesentlich *Pyrit* und *Magnetit;* die Umwandlungsprodukte, Hämatit, Limonit, sind nicht sehr verbreitet. Meist scheinen Pyrit und Magnetit gleich alt, gelegentlich umrandet jedoch der Pyrit den Magnetit. Es handelt sich vermutlich um ein durch Imprägnation verändertes Sedimentgestein.

Die Imprägnationen haben in der Chlorit-Serizitschieferzone vorherrschend parallel der Schieferung stattgefunden. Es wurden zugeführt, beziehungsweise durch die erzführenden Lösungen umlagert, Magnetit, Pyrit, Turmalin, Apatit, Epidot, Hornblende, Chlorit.

D. Die Erze.

Auf Materialhaufen finden wir heute noch gelegentlich massige Erzstücke von dem fast restlos abgebauten Erzstock, daneben sehen wir heute wesentlich Imprägnationen im Nebengestein.

Makroskopisch wurden an Erzmineralien festgestellt: *Magnetit, Pyrit, Kupferkies.* Dazukommen mikroskopisch: *Hämatit, Magnetkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Kupferindig.*

Wie sich bei der Untersuchung der Dünnschliffe zeigte, tritt der *Magnetit* in zwei Generationen auf. Beobachtung der Anschliffe unter dem Opakilluminator bestätigte dies. Der Magnetit I ist vorwiegend in kleinen Idioklasten entwickelt, die in Gangart, vorwiegend Chlorit, liegen. Er enthält selten und spärlich Hämatiteinschlüsse, hingegen liegen im Chlorit Hämatitfetzen (Taf. II, Fig. 1). Gegen Pyrit scheint Magnetit I deutlich älter, während zwischen Magnetit II und Pyrit kein großer Altersunterschied besteht. Ätzungen mit konzentrierter HCl bringen in 5 bis 8 Sekunden die Korngrenzen zum Vorschein. Zwillingslamellierung parallel Oktaeder ist selten, wurde jedoch beobachtet (Taf. II, Fig. 2). Bei starker Vergrößerung sehen wir in diesen Liniensystemen ein grau reflektierendes Mineral, ein Oxydationsprodukt, vielleicht Limonit, das parallel feinen Rissen, die hier mit den Lamellengrenzen zusammenfallen, eingedrungen ist. Die Abbildung zeigt auch einen größeren Hämatitfetzen. *Martitisierung* scheint in zwei Stadien stattgefunden zu haben. Neben den relativ großen, schlecht begrenzten Hämatitfetzen sehen wir, längs feinsten, unregelmäßig verlaufenden Rissen und selbständig im Magnetit, feine Hämatitlamellen, die gelegentlich zu Aggregaten zusammentreten, die an rosettenförmige Viellingsbildung erinnern. Die Reflexionsfarbe von Magnetit ist bräunlichgrau mit einem Stich ins Violette. Dieser Farbton läßt einen gewissen Titangehalt vermuten. Daß jedoch nicht vorwiegend Titaneisen vorliegt, ergibt sich aus dem Ätzverhalten. Der *Pyrit* enthält kleine, unregelmäßig begrenzte und verteilte Einschlüsse von Magnetkies und solche von Oxydationsprodukten. Makroskopisch erscheint das sehr pyritreiche Erz von Punkt 1880 (r.) von dunklen Gängchen durchadert. Es zeigte sich, daß diese Gängchen vorwiegend aus Magnetit, hellviolettbraungrau reflektierend, mit kleinen Hämatit- und Pyriteinschlüssen bestehen. Daneben wurden festgestellt *Bornit* mit *Chalkozittröpfchen* und, mit Immersionssystem, ganz untergeordnet auch rot reflektierende Pünktchen von *Covellin,* ferner *Rotkupfererz* und Gangart. Der im Magnetit neugebildete *Hämatit* ist teils lappig unregelmäßig begrenzt, teils scheinen Pseudomorphosen von Hämatit nach Magnetit vorzuliegen.

Der *Kupferkies,* kenntlich an seiner leuchtend gelben Reflexionsfarbe, ist in den Erzen von Puntaiglas in kleineren Mengen verbreitet, tritt jedoch selten in größeren Mengen auf. Er scheint jünger als Magnetit und älter als Pyrit zu sein. Kupferkies ist im Puntaiglas-Gebiet auch außerhalb der Lagerstätten gefunden worden, und zwar als Zerrkluftmineral im Diorit. Der Kupferkies der Puntaiglas-Lagerstätte zeigt gelegentlich kleine, hellgelbe, schlecht begrenzte Einschlüsse, die nach Farbe und relativer Härte zu schließen nicht Pyrit sind. Wahrscheinlich handelt es sich um *Pyrrhotin.* Untergeordnet enthält der Kupferkies auch Einschlüsse von älterem, idioblastischem Magnetit, die von sekundären Kupfersulfiden teilweise verdrängt sind. Es wurden an sekundären Kupfersulfiden festgestellt: hellblau reflektierender Kupferglanz in rundlichen Flecken, Buntkupferkies und, in sehr kleinen Körnchen, Covellin. Die Beobachtungen wurden bei 480facher Vergrößerung gemacht, die angegebenen Reflexionsfarben beziehen sich auf Immersion in Zedernholzöl. *Buntkupferkies*, intensiv orange bis rotbraun reflektierend, wurde auch in unregelmäßig begrenzten Partien, angrenzend an Kupferkies, beobachtet. Er enthält meist zahlreiche kleine Einschlüsse von Kupferglanz, in dessen Nähe zuweilen Pünktchen von purpurrot reflektierendem Kupferindig, der auch in Gangart und im grau reflektierenden Rotkupfererz vorkommt. Die Bildungsfolge dieser Zementationsreihe ist Kupferkies-Bornit-Chalkozit-Covellin. In den idioblastischen Magnetitkörnern in Kupferkies wurden außer Einschlüssen von Kupferglanz, Buntkupfer, Kupferindig und Hämatit, Pyrit, gelegentlich auch Einschlüsse von Kupferkies festgestellt. Diese Kupferkieseinschlüsse in Magnetiteinschlüssen in Kupferkies können auf zwei Arten erklärt werden. Entweder handelt es sich um eine Verdrängung des Magnetits bei der Bildung des Chalkopyrits. Wir hätten dann

hier nur eine Generation Kupferkies. Oder es liegt eine Reversion der Zementationsfolge vor, so daß etwa Chalkopyrit II aus Bornit, bzw. Chalkozit entstanden wäre. H. Schneiderhöhn [1]) beschreibt die Zementationsfolge als einsinnig, ohne Umkehrungsmöglichkeiten: Chalkopyrit-Bornit-Covellin-Chalkozit. P. Ramdohr [2]) bemerkt dazu, daß Schneiderhöhn die „Anreicherung" schon in den Begriff der Zementation hineingelegt habe, und daß daher die Reihenfolge freilich einsinnig die angegebene sei. Betrachte man jedoch den Begriff mehr strukturell, so sei das anders. Ramdohr konnte „Umgekehrte Zementation" an Kupfererzen von verschiedenen Orten nachweisen, so fand er an Kupferglanz von Eisleben die Verdrängungsreihe Kupferglanz-Buntkupfer-Kupferkies. Die umgekehrte Zementation erfolgte hier unterhalb 91°, denn das Vordringen des Bornits folgt den erst bei 91° gebildeten Lamellen von Chalkozit. Umkehrungen kommen auch in regelrechten Zementationsbildungen vor, wobei die Möglichkeit besteht, daß die Rekurrenzen mit Hebung des Grundwasserspiegels zusammenhängen. Nach Ramdohr sind sie jedoch meist auf aszendente Lösungen zurückzuführen. Überzüge von Malachit, untergeordnet Azurit neben Limonit und Ausblühungen von Kupfer- und Eisensulfaten, bilden die letzten Oxydationsprodukte der Puntaiglas-Erze.

E. Diskussion.

Die Mineralisation der Puntaiglas-Lagerstätte hat im wesentlichen in einer im Diorit eingequetschten Sedimentzone stattgefunden. Die Zufuhr von Magnetit, Pyrit und untergeordnet Kupferkies geht mit der Neubildung und Anreicherung von Turmalin, Apatit, Epidot, Hornblende parallel. Diese Vergesellschaftung läßt auf pneumatolytisch-hydrothermale Entstehungsbedingungen schließen.

Durch die Erzlösungen ist der Diorit verändert worden. Die Erzzufuhr ist somit jedenfalls jünger als der Diorit. Anderseits ist die Lagerstätte älter als die alpine Metamorphose.

Wir haben das Bild einer metamorphen, kontakt-pneumatolytischen Lagerstätte. Nur Bruchstücke von massigem Erz weisen auf einen Erzstock, der auf der Platta-cotschna-Seite fast restlos abgebaut worden ist; seine angenäherte Größe läßt sich durch Betrachtung von Lage und Dimensionierung der alten Stollen extrapolieren. Was heute noch ansteht sind lediglich Imprägnationen im Nebengestein.

An und für sich wäre es nicht ausgeschlossen, daß die Lagerstätte mit späteren Differentiaten, den sauren Intrusiva des südöstlichen Aarmassivs, verknüpft wäre. Die Art des Auftretens und die Vergesellschaftung machen jedoch einen Zusammenhang mit der Dioritintrusion sehr wahrscheinlich. Es spricht nichts gegen die Annahme, daß die Erz führenden pneumatolytisch-hydrothermalen Lösungen dioritische Restlösungen sind.

Bei der alpinen Metamorphose haben eine Anzahl Umbildungen stattgefunden: Serizit, Chlorit, Epidot wurden gebildet; ein Teil des Epidots und des Chlorits ist jedoch als hydrothermale Bildung in Zusammenhang mit der Erzlagerstättenbildung zu bringen. Der „primäre" Epidot zeigt eine deutliche hellbraune Färbung, die auf geringfügigen Beimengungen beruht, über deren Natur wir nichts aussagen können. Die Wirkungen der alpinen Metamorphose treten besonders in den unmittelbaren Nebengesteinen hervor. Häufig sehen wir Zerreißungen in Turmalin, meist mehr oder weniger parallel der Basis.

In der Erzmasse selbst sind derartig starke Pressungserscheinungen nicht beobachtet worden, waren auch nicht zu erwarten, weil die tonigen Sedimente, nahe denen die Lagerstätte gebildet ist, sich bei der Metamorphose plastisch verhalten haben und so der Druck stark gedämpft wurde. Immerhin sind die Wirkungen der alpinen Metamorphose deutlich, die Martitisierung des Magnetits hängt wohl auch mit ihr zusammen.

Bodmer-Beder (**7**, S. 251) schreibt über die Genesis der Puntaiglas-Lagerstätte: „Die unregelmäßige Gestalt und Aggregation der Erzkörner weisen in erster Linie auf eine direkte Ausscheidung aus dem Dioritmagma. Die die Erze begleitenden Gangmineralien, namentlich der Turmalin, Albit, Kalzit, usw., deuten in zweiter Linie auf pneumatolytische und dynamometamorphe Vorgänge während oder nach der Ausscheidung der Erze und infolge der Gebirgsbildung." Er führt diese Anschauungen noch aus: a) primäre Ausscheidung der Erze bei Abkühlung des basischen Dioritmagmas . . . b) „gegen

[1]) Fortschr. 1924, S. 147.

[2]) Arch. f. Lagerstättenforschung, H. 34, S. 16.

den Schluß der Eruption und nachher folgen diesen Vorgängen, analog den heutigen vulkanischen Ausbrüchen, pneumatolytische Erscheinungen (Aufsteigen heißer, wässeriger oder gasförmiger Bor-, Fluor-, Chlor- usw. -haltiger Lösungen), Hornblende, Glimmer und Plagioklas zersetzen oder lösen sich ganz oder teilweise auf. Es scheidet sich namentlich der Turmalin aus, dann folgen Quarz, Kalzit, usw.

Dem ist gegenüberzuhalten, daß „Gestalt und Aggregation der Erzkörner" nicht auf eine direkte primäre Ausscheidung aus dem Diorit hinweisen, um so mehr, als der größte Teil der Mineralisation in den eingelagerten metamorphen Sedimenten erfolgt ist. Turmalin scheint gleichzeitig mit der Hauptmenge des Magnetits gebildet zu sein. — Bodmer-Beders Anschauung, daß die Erze primär-magmatische Ausscheidung aus dem Diorit seien, der Turmalin einer späteren, pneumatolytischen Phase angehöre, deckt sich somit nicht mit meinen Befunden.

Qualität und Menge der Erze sowie Art des Vorkommens und Verkehrslage der Lagerstätte, lassen einen erfolgreichen Abbau heute als vollständig ausgeschlossen bezeichnen.

Das Pyrrhotin-Vorkommen von Darvéla.

Im Tirauntunnel der Rhätischen Bahn bei Darvéla (Truns) wurden im Granat-Amphibolit Karbonat-Pyrrhotingänge angetroffen, die etwa 5 cm (bis 10 cm) mächtig sind. Von dem Material finden sich Belegstücke in der Sammlung des Bündner Naturhistorischen Museums in Chur.

Das Erz besteht in der Hauptsache aus hellviolettbraunem *Pyrrhotin*, der braunrot und bunt angelaufen ist, daneben lassen sich makroskopisch *Pyrit* und *Kupferkies* feststellen.

Bei Betrachtung der Anschliffe sehen wir schon mit der Lupe im Pyrrhotin scharf abgrenzend ein gelbbraunes Erz, das härter ist als Pyrrhotin. Unter dem Opakilluminator sehen wir, angrenzend an den Pyrrhotin, der nach kurzem Polieren schon eine glatte Oberfläche zeigt, Pyrit, der noch zahlreiche Unregelmäßigkeiten in seiner Oberfläche enthält. Im frischen Anschliff ist der Farbunterschied nicht sehr stark, die Intensität der Reflexion ist auch nahezu gleich. Im Pyrrhotin ist infiltrativ Karbonat eingedrungen, vorzugsweise den Korngrenzen folgend. Interessant ist der Diffusionsrand dieser Karbonatinfiltrationen: auf der Pyrrhotinseite meist idioblastisch, auf der Pyritseite eine Übergangszone von im Erz fein verteiltem Karbonat. Diese Erscheinung erhöht auch den Kontrast zwischen Pyrit und Pyrrhotin.

Die Karbonat-Pyrrhotingänge stehen in dem Granat-Amphibolit von Ringgenberg-Darvéla an.

Etwas nordöstlich Ringgenberg steht, nahe dem Rhein, ein Granat-Zoisit-Amphibolit an, an dem schon makroskopisch Granat im dichten, hellgrünen Gewebe zu sehen ist. Die Struktur dieses Gesteins ist porphyroblastisch. In einem Grundgewebe aus neugebildetem Albit, Chlorit, Serizit und Quarz liegen Porphyroblasten von Granat und Zoisit. Der Albit ist überwuchert von Zoisitaggregaten und umgeben von mehr oder weniger gut umgrenztem Chlorit mit blauen Interferenzfarben, Pennin, feinschuppigem Serizit und sekundärem Quarz. Chlorit, Zoisit und Quarz sind teilweise als Umwandlungsprodukte von Hornblende anzusehen, von der Relikte mit blauem Pleochroismus beobachtet wurden. Akzessorisch wurden Rutil, klastischer Zirkon, Magnetit, Limonit, Magnetkies und ein grüngelber, isotroper Chlorit(?) festgestellt. In diesem Grundgewebe liegen große zerbrochene und häufig von Rissen durchsetzte Granatporphyroblasten; die Risse sind durch isotrope Serpentin- (Chlorit?) -Substanz ausgeheilt, einzelne Porphyroblasten sind fast vollständig durch sie ersetzt.

Zoisit hebt sich in großen Individuen, die zum Teil Zwillingslamellierung zeigen, mit dunklem Rand vom Feldspat-Zoisit-Quarzgewebe ab.

Nördlich der Straßenbrücke über den Rhein, etwas westlich vom Tirauntunnel der Rhätischen Bahn, steht ein dichtes, dunkelgrünes Gestein an, an dem makroskopisch kleine Granatporphyroblasten erkennbar sind, es ist dies ebenfalls ein Zoisit führender Granat-Amphibolit. Unter dem Mikroskop ist die Struktur schwach porphyroblastisch, die Textur ist undeutlich schiefrig.

Granatporphyroblasten mit Spaltrissen und Zerreißungen, die durch sekundären Albit und Quarz ausgefüllt sind, liegen in einem Grundgewebe, in dem Hornblende, Plagioklas und Biotit besonders auffallen. Die Hornblende tritt in wurmartig von sekundärem Quarz durchsetzten Relikten mit blaugrünem Plechroismus auf. Der Plagioklas ist weitgehend in Zoisit umgewandelt, der auch als Umwandlungsprodukt von Biotit beobachtet wurde. Der Biotit, etwas fleckig gefärbt, $n\gamma$ dunkelbraun, $n\alpha$ hellbraun bis oliv, hat relativ schwache Doppelbrechung.

Akzessorisch wurden Magnetit, zuweilen mit Titaniträndern, Rutil, Apatit und Zirkon festgestellt. Rutil tritt gelegentlich auch in größeren, buchtig begrenzten Körnern auf, die zum Teil Zwillingslamellen zeigen. Von diesem „Amphibolit“ besteht eine Analyse.

SiO_2	47,24								
Al_2O_3	18,08								
Fe_2O_3	2,52								
FeO	7,35								
MgO	7,59								
CaO	7,53								
Na_2O	1,90								
K_2O	3,07	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
TiO_2	0,90	113	25,5	46,5	19	9	0,51	0,58	0,41
P_2O_5	0,39								
H_2O+	3,12	*ti*	*p*	*h*					
H_2O-	0,03	1,6	0,43	25					
MnO	0,04								
	99,76								

„Amphibolit"

Darvéla bei Truns, Bahnlinie

Anal. L. Hezner

Der Chemismus steht dem gabbrodioritischen nahe (vgl. S. 10), der wesentliche Unterschied ist, daß *k* höher ist.

Es ergibt sich nicht ohne weiteres eine genetisch eindeutige Interpretation dieser Granat-Amphibolite. Wir gehen wahrscheinlich nicht stark fehl, wenn wir diese Gesteine, als kleine, kontaktmetamorphe — und dislokationsmetamorphe — Dioritschollen ansehen.

Die Pyrrhotin-Karbonatgänge fassen wir als ein, vielleicht hydrothermal ungelagertes, Differentiat der Dioritintrusion auf.

Profil durch das Somvixer Zwischenmassiv an der Lukmanierstraße zwischen Curaglia und Disentis. Die Pyrit-Turmalin-Quarzgängchen.

Außer der Lagerstätte von Alp Nadèls sind, wie bereits in der Einleitung erwähnt, aus dem Somvixer Zwischenmassiv kleine Pyrit-Turmalin-Quarzgängchen bekannt. Das Auftreten und die Vergesellschaftung dieser Gängchen, auf die schon Parker (**64**) aufmerksam gemacht hat, lassen Verknüpfung mit dem kleinen Dioritintrusivstock der Lukmanierschlucht berechtigt erscheinen. Es ist daher in diesem Zusammenhang ein Profil durch das Zwischenmassiv gerade an dieser Stelle (Lukmanierschlucht) von Interesse. Besonders werden uns die dioritischen Gesteine beschäftigen: der massige Diorit sowie die Gesteine der metamorphen Randhüllen des Intrusivstockes.

Nach der Sedimentzone, die mit Rauhwacke, Rötidolomit, Quartenschiefer und Lias bei der Brücke der Landstraße über den Solivabach zu beobachten ist, treffen wir von S nach N folgendes Profil:

I. Konglomeratgneis bis Serizitschiefer, mit dunkleren schiefrigen Einlagerungen. Muskovitreicher Schiefer.
II. Vom Werkhaus an, ungefähr bis kurz nach dem siebenten Tunnel, „Dioritische Gesteine".
III. Nach dem siebenten Tunnel von Curaglia aus Gehängeschutt, darauf im N der Komplex der Serizitschiefer und -gneise mit Karbonatgängen, Pegmatitgängen, schwarzen pyritreichen Schiefern, hellgrünen Serizitphylliten mit dunklen Quarzgängchen und feinkörnigen Pyrit-Quarzgängchen.

Alb. Heim (**27**, S. 202) gibt von der Lukmanierstraße zwischen Disentis und Curaglia ein Profil an (von N nach S) das wir hier in umgekehrter Reihenfolge wiedergeben:

6. Die mesozoischen Sedimente der Urseren-Garveramulde.
5. 200—250 m Serizitschiefer und -gneis, in Verrukano übergehend.
4. Zirka 200 m Dioritstock mit Dioritschieferrändern und Pegmatitgängen, im höheren Teil des Gebirges aussetzend, scharf und diskordant grenzend an Nr. 5.
3. Zirka 300 m Serizitschiefer bis Serizitgneis, Biotit führend.
2. 200 m kompaktes, bankiges Gestein, noch zu untersuchen.
1. Serizitschiefer 1,5—2 km.

Die Nrn. 2, 3, 4 wollen wir zunächst zusammenfassen als Gesteine, die mit der Dioritintrusion zusammenhängen. Die Serizitschiefer von Nr. 5 gehen nicht in Verrukano über, sondern sind von diesem durch die mesozoische Sedimentzone getrennt. Von der Sedimentzone liegt ein Profil von P. Niggli vor (**51**), es braucht hier darauf nicht eingegangen zu werden.

I. Zone der Konglomeratgneise und Serizitschiefer.

In dieser Zone unterscheiden wir:

a) durch Karbonat verfestigter, dunkler Serizitgneis;
b) Konglomeratgneis, mit Quarz-Karbonat-Albitaugen;
c) Albit-Serizitschiefer, mit kleinen Quarz-Albitaugen;
d) Orthogneis-Relikte.

a) Nahe dem Abkürzungsweg, der von einer der Kehren der Lukmanierstraße zur Brücke über den Medelser Rhein führt, steht ein dunkler Serizitgneis an. Im Querbruch sind kleine Gängchen von Quarz-Albit-Karbonat zu sehen. Die Struktur ist porphyroblastisch, die Textur schwach schiefrig.

Hauptgemengteile sind saurer Plagioklas und Quarz. Der *Feldspat* ist weitgehend in Serizit-Karbonat umgewandelt. Die *Quarze* greifen lappig zahnig ineinander, löschen stark undulös aus, zeigen aber nur selten Böhm'sche Streifung, die dann $\|n\alpha$ ist. Spaltrisse $\|n\gamma$ und $\|n\alpha$ und etwa 45^0 dazu geneigt sind nicht selten. An einem Individuum wurden Spaltrisse in zirka 60^0 zur Prismenrichtung beobachtet, in dieser fallen kleine Einschlüsse auf. *Karbonat* und *Muskovit* sind weit verbreitet, ebenso *Pennin*, der großenteils als Umwandlungsprodukt von Biotit gedeutet werden muß. Biotit liegt nur in stark korrodierten reliktischen Fetzen vor. Akzessorisch treten auf: xenoblastischer Apatit, Epidot in Körnchen und Anhäufungen, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Biotit, kohlige Substanz, Rutil und Turmalin.

Der *Turmalin* ist bis auf wenige Reste (von offenbar zum Teil relativ groß gewesenen Idioblasten) umgewandelt; dabei entstanden Magnetitkörner, die in ihrer Anhäufung und Verteilung die Umgrenzung der ehemaligen Turmalinindividuen vermuten lassen sowie Quarz und Serizit. Der Pleochroismus von diesem Turmalin ist $n\gamma$ dunkelbraun, $n\alpha$ hellgrün.

b) Konglomeratgneis mit Quarz-Karbonat-Albitaugen, die im Durchschnitt etwa 2×1 cm groß sind. Die Struktur ist blastopsammitisch, die Textur lentikular schiefrig. In feiner Serizitmasse, in der stellenweise noch schmale Zwillingslamellierung sichtbar ist, liegen Muskovitblätter, Quarz, Pennin, Apatit und Akzessorien. Gängchen und Augen von grobgranoblastischem, nur schwach undulös auslöschendem Quarz, Karbonat und, untergeordnet, Albit fallen schon makroskopisch auf. Mit Salzsäure reagieren diese Gängchen und Augen lebhaft. Unter dem Mikroskop sehen wir randlich zu diesen Gängchen Anreicherung von Pennin, Muskovit, Magnetit mit Limonit-Leukoxen, Apatit und Zirkon. Kohlige Substanz ist auch zu erwähnen, auf sie geht wie beim Typ a die dunkle Farbe des Gesteins zurück. Die Quarze sind schwach 2axig. Fundort bei der Brücke über den Medelser Rhein, E-Seite.

c) Albit-Serizitschiefer mit kleinen Quarz-Albitaugen. Bei der Brücke über den Medelser Rhein, W-Seite. Im Längsbruch kleine Quarz-Feldspataugen, aber kein Karbonat. Im Querbruch zeigt sich intensive Fältelung. Die Struktur ist porphyroblastisch-blastopsammitisch, die Textur schiefrig, gefältelt. In feingranoblastischem Quarz-Albit-Serizitgewebe liegen Phorphyroblasten von Quarz, der kataklastisch auslöscht, und Albit, der schwach serizitisiert ist, undulös auslöscht, aber doch noch vielfach Zwillingslamellierung erkennen läßt. Lagen von feingranoblastischem Quarz wechseln mit solchen in denen Serizit und Chlorit (Pennin und Klinochlor) vorherrschen.

Akzessorien sind die hier gewöhnlichen, daneben Limonit pseudomorph nach Karbonat, das nur akzessorisch festgestellt wurde, und reliktische Fetzen von Biotit.

Ein diesem Gestein im Hauptbruch sehr ähnliches Gestein treffen wir etwa 50 m südlich, ebenfalls auf der W-Seite des Rheins. Im Querbruch ist keine ausgesprochene Fältelung festzustellen. Unter dem Mikroskop ist das zonenweise verbreitete Aufreten von fetzig begrenztem, stark pleochroitischem *Biotit* auffallend. ($n\gamma$ grünbraun, $n\alpha$ hellbraun bis gelbgrün.) Der Biotit tritt oft gleichorientiert parallel mit Muskovit verwachsen auf. Der Muskovit zeigt lebhafte Interferenzfarben und einheitliche, gerade Auslöschung, er ist, ebenso wie der Chlorit, großenteils als Umwandlungsprodukt des Biotits anzusehen. Daneben wurde Muskovit auch als älterer Bestandteil festgestellt, große Blätter die Stauchungserscheinungen und Zerreißungen zeigen und undulös auslöschen.

Ein Aggregat von noch stark pleochroitischem Biotit, in dem kleine, verschieden orientierte Individuen maschig ineinandergreifen, ist vielleicht als Pseudomorphose nach Hornblende zu deuten. Die Anordnung ist jedoch nicht so, daß ein sicherer Schluß gezogen werden könnte.

In diesen Albit-Serizitschiefern fällt die reichliche Gegenwart von Feldspat auf. Und zwar lassen sich unterscheiden:

schwach undulös auslöschender Albit, mit Serizitschüppchen und Quarzeinschlüssen, Zwillingslamellierung selten und dann undeutlich, und

recht frischer Albit-Oligoklas, mit meist intensiver Zwillingslamellierung und zuweilen mit Spaltrissen.

d) Orthogneis-Relikte, Fundort W-Seite Medelser Rhein. Siehe Skizze. In dem Zug alter Paragneise wurden Relikte von Orthogneis festgestellt. Das Aussehen läßt schon makroskopisch ein Orthogestein vermuten, die mikroskopische Untersuchung bestätigte diese Annahme. Das Orthogestein bildet nicht einen Bestandteil des „Konglomeratgneises", sondern ist eine schlierig verquetscht begrenzte Masse im Paraschiefer. Unter dem Mikroskop ist die Struktur schwach porphyroblastisch.

Die Textur ist undeutlich schiefrig; bei einem von drei Schliffen, die im Umkreis von weniger als 20 cm genommen wurden, ist die Textur deutlich schiefrig.

Hauptgemengteile	Albit, Quarz, brauner Biotit, Muskovit;
Nebengemengteile	Apatit, Hämatit, Limonit, sek. Karbonat, Serizit, Chlorit;
Akzessorien	Magnetit, Turmalin, Rutil, Anatas, grüner Biotit.

Albitporphyroblasten enthalten Einschlüsse von Serizitschüppchen, xenomorphem Karbonat, Quarz und Erz (oft paramorph nach Siderit). Zwillingslamellierung ist zuweilen feststellbar, jedoch selten gut entwickelt und scharf. Die Auslöschung ist schwach undulös, gelegentlich etwas fleckig. Die Plagioklase des Grundgewebes zeigen stärkere undulöse Auslöschung und sind meist fast klar. Bei größeren Individuen wurden Zwillingslamellierung und Zerreißungen beobachtet.

Quarzporphyroblasten treten an Häufigkeit und Größe hinter diejenigen von Albit zurück. Sie zeigen durchweg starke undulöse Auslöschung und oft auch Spaltrisse $\|n\alpha$ und $\|n\gamma$ sowie etwa 45^0 schief dazu. *Biotit* liegt in fetzig korrodierten Lagen vor; Relikte von größeren Blättern. Die Adsorption ist $n\gamma$ dunkelolivbraun bis schwarzbraun, $n\alpha$ hellbraun bis fast farblos, $n\gamma - n\alpha = 0{,}032$.

Umwandlung in Muskovit ist häufig; in einem der Schliffe tritt Biotit zugunsten von Muskovit, mit dem er oft parallel verwachsen erscheint, zurück. Muskovit kommt auch als selbständiger Bestandteil vor, in stark undulös auslöschenden Blättern, zum Teil mit anomal tiefen Interferenzfarben. Axenwinkel $40-50^0$ (geschätzt). Von den Akzessorien sind Anatas (ein Körnchen mit hoher Lichtbrechung, mäßiger Doppelbrechung, 1axig negativ, bräunlich, Pleochroismus nicht wahrnehmbar) und ein grüner Biotit zu erwähnen. Der *grüne Biotit* zeigte folgenden Pleochroismus; $n\gamma$ reingrün bis blaugrün, $n\alpha$ hellbraun. Die Doppelbrechung $n\gamma - n\alpha = 0{,}066$ ist auffallend hoch. Im Gegensatz zum übrigen Biotit im Schliff ist der grüne Biotit nur wenig korrodiert. Es handelt sich offenbar um eine Neubildung.

II. Zone der dioritischen Gesteine.

Nach der Brücke über den Medelser Rhein stehen dunkle Schiefer und Gneise an; diese Gesteine sind oben schon beschrieben worden. Kurz nach dem Werkhaus kommt der Kontakt mit Diorit, in dem schon von der Brücke aus helle Gänge zu sehen sind.

Der südliche Kontakt des Diorits ist scharf. Unvermittelt kommen wir aus der Zone der alten Konglomeratgneise, Serizit-Albit-Paragneise und -schiefer in relativ frischen, massigen Diorit.

Auf dem durch die Landstraße gegebenen Aufschluß läßt sich der Diorit etwa 50 m verfolgen. Der Kontakt nach N ist nicht scharf, Übergänge erschweren genaue Abgrenzung. Aus dem frischen, massigen Diorit, den wir als zentralen Teil eines kleinen Intrusivstocks ansehen, gelangen wir in eine zirka 900 m mächtige Zone metamorpher Gesteine, die in Beziehung zur Dioritintrusion stehen.

Zunächst treffen wir Chlorit-Zoisit-Hornblendegesteine, makroskopisch im Hauptbruch matte bis schwach glänzende, hellgrüne bis dunkelgrüne Gesteine, deren mikroskopischer Habitus und deren Chemismus den engen Zusammenhang mit dem Diorit erkennen lassen. Weiter nach N treffen wir Biotit führende, feste Gesteine an, deren mikroskopisches Bild und deren Chemismus die Annahme nahelegen, daß es von der Dioritintrusion kontaktmetamorphe Paragesteine sind, die, wie die ganze betrachtete Serie, von der alpinen Faltung noch intensiv dislokationsmetamorph sind. Diese Biotit-Albit-Serizitgneise beginnen ohne scharfen Kontakt etwa zwischen dem vierten und fünften Tunnel von Curaglia aus und reichen bis etwa 50 m nach dem siebenten Tunnel, wo sie an die Serizitschiefer der Zone III grenzen. Auf der nördlichen Seite folgen vom Zentrum nach außen also:

— Diorit
— Chlorit-Zoisit-Biotit-Hornblendegesteine, im wesentlichen dislokationsmetamorphe, dioritische Gesteine
— Biotit-Serizit-Albitgneise, kontaktmetamorphe Randhülle des Intrusivstocks,

während auf der südlichen Seite die metamorphe Hülle tektonisch abgerissen ist, wir nach einer ganz schmalen Randfazies unvermittelt aus der Zone der alten Konglomerat- und Serizitgneise in die zentrale Partie des Intrusivstocks gelangen.

Die petrographische Mannigfaltigkeit ist sehr groß, die Beschreibung bedeutet eine Schematisierung, die aber in erster Annäherung einen Einblick in die Verhältnisse geben kann.

Wir unterscheiden als wesentliche Gesteinstypen in der betrachteten Zone:

—Diorit

schwach schiefrige Chlorit-Biotit-Zoisit-Hornblendegesteine, die mikroskopisch und dem Chemismus nach dem Diorit sehr nahestehen

—Biotit-Serizitgneis, kontaktmetamorphe Randhülle des Dioritstocks

—Gänge: Dioritaplit, Pegmatit

—Muskovitalbitgneis und -schiefer (Paragesteine).

Über Verbreitung und Auftreten orientiert die Kartenskizze Fig. 2. Als Grundlage diente eine mir durch Vermittlung von Prof. Niggli zur Verfügung gestellte Karte 1:5000, die vom Bahnbauprojekt von 1857 stammt[1]). Das Gelände ist abseits von der Lukmanierstraße und dem „Römerweg" an den meisten Orten nicht begehbar, insbesondere wurde die östliche Talseite von der Brücke bei Curaglia bis gegenüber dem siebenten Tunnel nicht begangen.

Der Diorit. Den Kontakt nach S bildet ein feinkörniges, hellgrünes Gestein. Das mikroskopische Bild dieser schmalen Randzone ist unfrisch. Wir sehen Chlorit und Biotit, zum Teil noch deutlich paramorph nach Hornblende. Von der Hornblende ist keine Spur zu sehen, sie scheint restlos umgewandelt zu sein. Plagioklas ist weitgehend durch Epidot und Zoisit, der in kleinen Körnern und Aggregaten sehr verbreitet ist, ersetzt. Akzessorisch wurden Magnetit, Apatit, Rutil, Titanit festgestellt. Der Magnetit zeigt häufig Titanitumrandung. Der *Apatit* enthält gelegentlich gesetzmäßig, längs *c* angeordnet parallele, leistenförmige Einlagerungen eines opaken Minerals. Wir werden auf diese Erscheinung weiter unten noch zurückkommen.

Der Diorit, ein durchaus massiges, festes Gestein, an dem wir makroskopisch Plagioklas und Hornblende erkennen können, hat meist dunkle Anwitterungsfarbe. Unter dem Mikroskop hat der Diorit granoblastische Struktur, die Textur ist noch als massig zu bezeichnen, wenn auch die Pressungserscheinungen deutlicher sind als beim Diorit von Puntaiglas.

Die *Plagioklase* sind fast durchgehend unfrisch, sie enthalten Serizitschüppchen, Epidotkörner, Zoisitaggregate. Immerhin ließ sich eine Bestimmung auf dem Universaldrehtisch durchführen, die einen An-Gehalt von 10—15% ergab. Vor der Zoitisierung muß der An-Gehalt größer gewesen sein. Die *Hornblende*, in der massigen Fazies des Diorits durchgehend frisch, ist ein wesentlicher Gemengteil des Gesteins. Die Adsorption und die Hauptdoppelbrechungen sind:

$n\gamma$ blaugrün	$n\gamma - n\alpha = 0{,}0183$
$n\beta$ gelbbraun	$n\gamma - n\beta = 0{,}0056$
$n\alpha$ hellrotgelbbraun	$n\beta - n\alpha = 0{,}0127$

$n\gamma$ zeigt vielfach etwas blauere Farbe, als es der normalen Hornblende entspricht; offenbar ist, mit Alkalien die bei der Zersetzung der Plagioklase freigeworden sind, stellenweise eine alkalireichere Hornblende gebildet worden.

Die Auslöschungsschiefe $c/n\gamma$ beträgt 23^0.

Der Axenwinkel $2V\alpha$ direkt gemessen $= 76^0$ (berechnet $76^1/_2{}^0$).

Quarz, Apatit, Titanit, Magnetit, Ilmenit, Rutil treten untergeordnet auf. Der *Rutil* liegt in rundlichen bis länglichen Körnern, zuweilen auch idioblastisch vor, oft zeigt er Titanitumrandung. Ganz akzessorisch wurde *Zirkon* festgestellt. Die zum Teil relativ großen *Apatit*individuen, durchweg schlecht begrenzt, zeigen regelmäßig die ||c angeordneten, leistenförmigen, schwarzen Einschlüsse. Eine genauere Bestimmung des opaken Minerals ließ sich nicht durchführen, es handelt sich wahrscheinlich um Entmischungen von Fe_2O_3 als Hämatit.

Der massige Diorit, Fundort zwischen Werkhaus und Kilometerstein 4 vor Tunnel I, wurde analysiert und ergab folgende Werte:

---

[1]) Die Aufnahme wurde von Ing. Welti in den Jahren 1857/58 im Auftrag des Lukmanier-Komitees ausgeführt. Vgl. darüber den „Bericht des Lukmanier-Komités an den Verwaltungsrath der Vereinigten Schweizerbahnen". St. Gallen 1861.

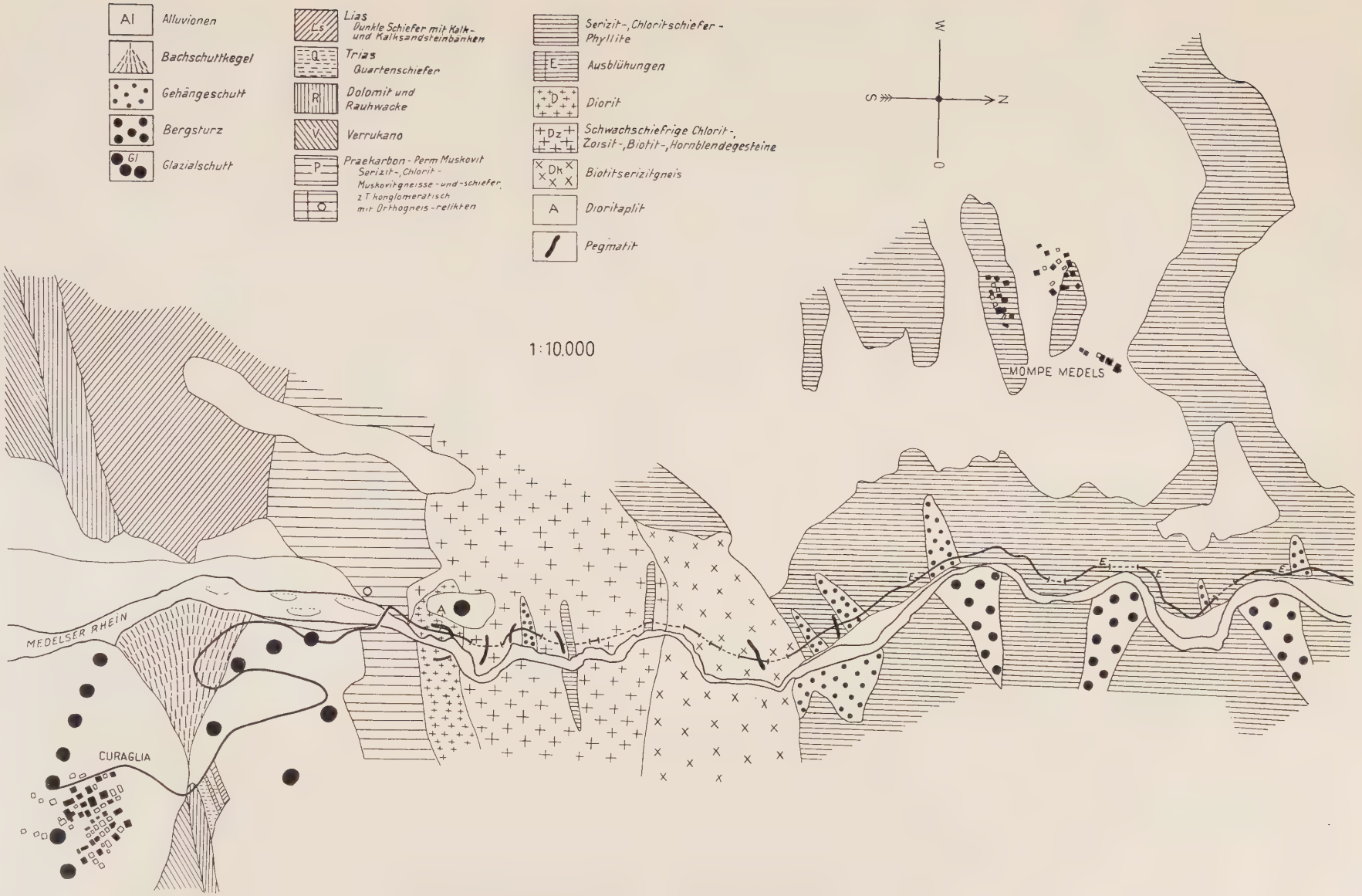

Fig. 2. Geologische Kartenskizze der Lukmanierschlucht nördlich Curaglia.

SiO_2	51,37								
Al_2O_3	14,80								
Fe_2O_3	4,82								
FeO	5,74								
MnO	0,01								
MgO	6,11								
CaO	8,19								
Na_2O	3.59								
K_2O	1,47	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
H_2O+	1,92	131	22	45	22	11	0,22	0,52	0,49
H_2O-	0,06								
CO_2	1,24	*ti*	*h*	co_2					
TiO_2	0,91	2,0	25	4					
P_2O_5	0,01						d = 2,90		
	100,24								

Diorit (152)

Lukmanierstraße vor Tunnel I

Anal. C. Friedlaender

Der Chemismus ist gabbrodioritisch. Auf die enge Analogie mit dem Chemismus des Puntaiglas-Diorits ist schon hingewiesen worden.

Die Mächtigkeit des massigen Diorits beträgt annähernd 50 m, heller anwitternde Partien erweisen sich unter dem Mikroskop als stärker metamorph: kleine Adern mit Quarz und Karbonat und auch mit Serizit und Chlorit sind häufiger als im frischen Diorit. Plagioklas und Hornblende treten zugunsten der Umwandlungsmineralien sehr zurück. Der Feldspat ist stark in Zoisit und Serizit, die Hornblende wesentlich in Chlorit umgewandelt. Untergeordnet treten Quarz, Magnetit, Apatit, Hämatit, Limonit, Titanit auf. Der Magnetit, selbst ein Zersetzungsprodukt der Hornblende, ist vielfach maschig zersetzt unter Bildung von Titanit. Kurz vor dem Kilometerstein 4 stehen in dem feinkörnigen, etwas unfrischen Diorit schmale schiefrige Einlagerungen an, die unter dem Mikroskop *Chlorit* und serizitisierten *Plagioklas* als Hauptgemengteile erkennen lassen. Untergeordnet treten *Quarz* und *Karbonat* auf. *Epidot* und *Zoisit,* von der Zersetzung der Plagioklas stammend, sind ziemlich verbreitet. Der Epidot ist zuweilen zu größeren, xenoblastischen Individuen zusammenkristallisiert. Der Zoisit ist vielfach mehr oder weniger idioblastisch. Insekteneiförmiger *Rutil* ist ein außerordentlich auffallender Übergemengteil in diesem Schliff, er zeigt oft Titaniträndern und zuweilen auch Zwillingslamellierung. Akzessorisch treten Apatit, Titanit, Hämatit, Limonit und Zirkon auf. Wir fassen dieses Gestein als eine, längs einer lokalen Störungslinie gebildete, hochgradig dislokationsmetamorphe Fazies des Diorits auf.

Dioritmylonit. Die Struktur dieses makroskopisch dichten, grünen Gesteins, in dem helle Pünktchen den nahezu vollständig umgesetzten Plagioklasen entsprechen, ist blastodioritisch bis porphyroblastisch. Die Textur ist schwach schiefrig.

Im Mineralbestand herrschen fast vollständig serizitisierter *Plagioklas,* undulös bis kataklastisch auslöschender *Quarz* und *Chlorit* vor. Der Chlorit, vorherrschend Pennin, tritt in Zügen auf und ist von Zoisitkörnchen, untergeordnet auch Epidot und Akzessorien, begleitet. Karbonat tritt untergeordnet auf, als Akzessorien wurden Apatit, Zirkon und Biotit festgestellt.

Der Plagioklas ist zu einem feinfilzigen Serizit-Albitgewebe umgewandelt, an wenigen Stellen kann man sehen, daß er englamellig gewesen ist. Es sind dann an den reliktisch erhaltenen Lamellensystemen intensive Verbiegungen, Stauchungen, Zerreißungen zu sehen. Der Quarz weist starke Pressungserscheinungen auf, die Auslöschung ist durchweg stark undulös bis kataklastisch. Angrenzende Individuen greifen meist unregelmäßig verzahnt ineinander. Bruchlinien und Spaltrisse sind nicht selten, teilweise verlaufen sie ‖nα, zum Teil ganz unregelmäßig. Der Chlorit (nγ blaugrün, nα gelbgrün, anomale Interferenzfarben), Pennin ist als Umwandlungsprodukt der Hornblende anzusehen. Zur Seltenheit enthält er Relikte von Biotit (nγ oliv bis rotbraun, nα hellbraun), die teilweise ohne scharfen Kontakt in Chlorit übergehen. Sehr auffallend sind die zahlreichen kleinen Zoisitkörner, die vorzugsweise in den chloritischen Zügen liegen. Um Zirkon, der hier ein verhältnismäßig häufiger Übergemengteil ist, wurden gelegentlich schwache pleochroitische Höfe im Chlorit festgestellt.

Am Apatit, der stellenweise in etwas größeren Xenoblasten vorliegt, wurden Spaltrisse (Zerreißungen) beobachtet, ebenso am Zirkon.

Das beschriebene Gestein wurde vor Tunnel I, gerade nach dem Pegmatit, geschlagen (etwa 20 m vor dem Tunnel).

Hornblendemylonit. Fundort kurz vor Tunnel I. Makroskopisch ein hornblendereiches Gestein, das starke Pressungserscheinungen aufweist. Unter dem Mikroskop zeigen sich außerordentlich intensive Druckwirkungen, sowohl texturell als in bezug auf den Mineralbestand. Die Struktur ist kataklastisch, das Gestein zeigt eine undeutlich schiefrige, mylonitische Textur.

Im Mineralbestand haben sehr starke Umbildungen stattgefunden: Hornblende ist größtenteils in einen intensiv gelbgrünen *Chlorit* umgewandelt und ist in diesem nur hier und da in kleinen, trüben Relikten erhalten, die sich erst bei gekreuzten Nikols hervorheben. Die chloritische Substanz erscheint durch diese an sich auch sehr unfrischen *Hornblenderelikte* uneinheitlich. Zudem liegen in der chloritischen Substanz kleine Einschlüsse von Titanit, Rutil, Zirkon, daneben größere von rundlich begrenztem, nur schwach undulös auslöschendem sekundären Quarz, Biotit, Apatit und Rutil. Um Zirkoneinschlüsse kommen schwache pleochroitische Höfe vor. Der Pleochroismus dieser chloritischen Substanz ist nicht sehr intensiv: $n\gamma'$ grünbraun, $n\alpha'$ helloliv. Die Doppelbrechung ist gering.

Bei gekreuzten Nikols sehen wir in der chloritischen Masse oft eine Inhomogenitätsstreifung, die schwach divergent und ein wenig gebogen, doch mehr oder weniger parallel verläuft und schief (zirka 30°) zur undeutlich entwickelten Spaltbarkeit liegt, zu der senkrecht und parallel die Hauptmasse des Chlorits, mit einem Auslöschungsintervall von etwa 15°, auslöscht. Die Einlagerungsstreifen, die sich ohne Analysator nicht von der übrigen chloritischen Masse abheben, haben an sich schwach undulöse Auslöschung. Es ließ sich nun feststellen, daß diese Streifung, die auf optisch verschiedener Orientierung beruht, nicht in Zusammenhang steht mit Inhomogenität, Spaltbarkeit, Fältelung des ursprünglichen Materials, aus dem die chloritische Masse hervorgegangen ist, sondern daß sie unabhängig davon und als durch die starke Beanspruchung bedingte Streifung aufzufassen ist. Wir haben es wohl mit einer Translationsstreifung in Chlorit zu tun, die mit einer rein mechanisch bedingten Fältelung zusammenhängt. Häufiger als diese Streifung, die auf verschiedene optische Orientierung zurückgeht, ist eine Streifung, die durch chemische Heterogenität bedingt ist. So finden wir mehr oder weniger parallele Einlagerungen von Pennin und auch solche von Serizit-Karbonat, die mit der chloritischen Masse alternieren.

Den ursprünglichen Plagioklasen entspricht in diesem Gestein ein feines *Albit-Serizitgewebe*, in dem sich Zoisitaggregate dunkel abheben. Auffallend groß und relativ häufig sind die Übergemengteile *Apatit* und *Titanit*. Spärlich wurden auch Zirkon, Rutil, Biotit und Magnetit festgestellt. Der Apatit tritt in rundlichen und in nahezu idioblastischen Individuen auf, Zerreißungen sind häufig. Der meistens xenoblastische Titanit ist oft teilweise in Rutil umgewandelt. Zuweilen zeigt der Titanit Zwillingslamellierung, an der dann meist Verbiegungen von wenigen Graden festzustellen sind. Der Pleochroismus des Biotits ist hier zwischen olivbraun und hellbraun.

Der Mineralbestand dieses Hornblendemylonits ist also:
zweifelhafte chloritische Substanz,
Pennin,
sekundärer Quarz,
Albit, Serizit, Zoisit, Karbonat,
Titanit, Apatit, Biotit, Zirkon, Rutil, Magnetit.

Auffallend ist, daß wir makroskopisch noch durchaus den Eindruck eines stark beanspruchten, hornblendereichen Gesteins haben, während sich unter dem Mikroskop zeigt, daß die Hornblende restlos in eine chloritische Masse umgewandelt ist. Dieser Hornblendemylonit ist als hochgradig metamorphe, hornblendereiche Partie, Differentiationsprodukt des dioritischen Magmas, aufzufassen.

Zoisit-Amphibolit mehr oder weniger Biotit führend.

Dichte, feinkörnige, schwach schiefrige Gesteine, über deren Auftreten schon berichtet wurde. Die betrachteten Stücke wurden unmittelbar vor Tunnel I geschlagen. Unter dem Mikroskop ist die Struktur poikiloblastisch. Porphyroblasten von *Hornblende* und größere Fetzen von *Biotit* liegen in

einem Grundgewebe, das wesentlich aus Zoisit, Albit, Chlorit, Quarz und Karbonat besteht und in dem untergeordnet auch Biotit, Serizit, Epidot, Klinozoisit, Magnetit, Rutil (Leukoxen), Pyrit, Zirkon, Apatit festgestellt wurden. Akzessorisch tritt auch klarer, verzwillingter Albit auf. Der ursprüngliche Plagioklas ist stark umgewandelt, hauptsächlich unter Bildung von Zoisitaggregaten und Serizitschüppchen. Die *Hornblende* zeigt folgenden Pleochroismus:

$n\gamma$ blaugrün
$n\beta$ olivgrün bis hellbraun
$n\alpha$ hellgrün bis hellgelbgrün.

Die Auslöschungsschiefe $c/n\gamma$ wurde zu 22—24° bestimmt. Der Axenwinkel $2V\alpha$ ist etwa 70°. Umwandlungsprodukte der Hornblende sind Biotit und Chlorit. Bleichungserscheinungen sind häufig. Es wurden auch Übergänge in Biotit beobachtet, mit dem die Hornblende unregelmäßig verwachsen erscheint. Die gebleichten Stellen der Hornblenden haben kleineren Axenwinkel, bis zirka 50°. Außer Einschlüssen von Biotit enthält die Hornblende solche von Zoisit (idioblastische Körner und Prismen) und rundliche Körner von Quarz, der undulös auslöscht. (Auslöschungsdifferenz etwa 7°.) Der *Biotit* zeigt meist nicht sehr starken Pleochroismus, $n\gamma$ braun, $n\alpha$ gelbbraun bis fast farblos, und ist, wenn mehr oder weniger parallel der Basis getroffen, nur konoskopisch mit Sicherheit von der oft gelblichen Hornblende zu unterscheiden. Meist liegt der Biotit in größeren Blättern vor, die in Hornblende und in Chlorit übergehen. Der Übergang kann gegen beide so allmählich sein, daß auch bei gekreuzten Nikols Abgrenzung schwerfällt und die Unterscheidung lediglich auf konoskopischem Weg erfolgen kann. Der Biotit ist jedenfalls als Umwandlungsprodukt von Hornblende anzusehen. Gelegentlich wurden auch blätterig-maschige Aggregate von Biotit pseudomorph nach Hornblende beobachtet. Der Biotit enthält Einschlüsse von Quarz und auch etwa Zoisit und rundliche Körner von Apatit. Das Grundgewebe besteht wesentlich aus einem feinen Serizitfilz mit Albit und Quarz, in dem durch ihre hohe Lichtbrechung auffallende idioblastische Zoisitkörner und dunkel erscheinende, feintupfige Zoisitaggregate hervortreten. Die Idioblasten von Zoisit sind prismatisch und rautenförmig begrenzt, zeigen gerade Auslöschung, sind 2axig positiv, Axenwinkel = zirka 70°; daneben tritt Klinozoisit auf, $c/n\alpha = 14°$, und untergeordnet Epidot. Rekristallisierter Albit hebt sich aus dem Grundgewebe, das im wesentlichen umgewandelten Plagioklasen entspricht, zuweilen auch in etwas größeren Fetzen heraus. Er ist nur schwach serizitisiert, zeigt undulöse Auslöschung und gelegentlich undeutliche Zwillingslamellierung. Idiomorphes Karbonat (in langen prismatischen Schnitten ohne Spaltrisse) ist wohl Magnesit. Quarz und Chlorit bieten nichts Bemerkenswertes. Apatit ist spärlich vertreten und enthält hier nicht die parallelen Einlagerungen von opakem Mineral. Die andern Gemengteile treten stark zurück. Der akzessorische Magnetit hat häufig Titanitumrandung (Leukoxen).

Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer. Makroskopisch ein undeutlich schiefriges, hellgrünes, im Hauptbruch glänzendes Gestein. Die mikroskopische Untersuchung ergab als Hauptgemengteile *Biotit, Chlorit, Zoisit.* Nebengemengteile sind Quarz, sekundäres Karbonat, Serizit, Epidot, Hornblende. Akzessorisch treten Magnetit, Rutil, Titanit, Apatit auf. Der Chlorit ($n\gamma$ ||Spaltbarkeit und Längsrichtung, kleine Doppelbrechung, optisch negativ) ist ein Pennin, der relativ starken Pleochroismus aufweist: blaugrün bis hellgelbbraun. Häufig lassen sich an größeren Chloritzügen Fältelungen erkennen. Der Biotit zeigt nicht sehr kräftigen Pleochroismus (hellbraun bis olivbraun bis fast farblos), stellenweise ist er gebleicht. Zuweilen ist Biotit in maschiger Anordnung pseudomorph nach Hornblende, von der gelegentlich noch Relikte erkennbar sind. Zoisit ist in filzigen Aggregaten im ganzen Schliff verbreitet. Die Struktur des Gesteins ist undeutlich porphyroblastisch, die Textur nahezu massig, nur schwach schiefrig.

Dieser Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer, der auf dem Rest der alten Straße neben dem ersten Tunnel nach etwa 8 m geschlagen wurde, ergab bei der chemischen Analyse folgende Werte (siehe S. 27).

Der Chemismus ist, abgesehen vom SiO_2-Gehalt und dem hohen k-Wert, dem gabbrodioritischen sehr ähnlich. Die Analyse ist mit der Annahme vereinbar, daß diese Gesteine aus einer Fazies des Diorites, lediglich durch Dislokationsmetamorphose, entstanden sind.

SiO_2	57,04	Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer (163)							
Al_2O_3	13,26								
Fe_2O_3	2,90	Lukmanierstraße bei Tunnel I							
FeO	5,89								
MnO	0,01	Anal. C. Friedlaender							
MgO	4,35								
CaO	5,46								
K_2O	1,64	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
Na_2O	1,08	195	26,5	46,5	20	7	0,50	0,48	0,43
H_2O+	3,92								
H_2O-	0,16	*ti*	*h*	co_2					
CO_2	3,24	2,64	46	15					
TiO_2	1,00								
P_2O_5	0,01							d = 3,17	
	99,96								

Kurz nach dem Tunnel I stehen in den festen Chlorit-Zoisit-Hornblendegesteinen bis zu 2 cm breite Epidotgängchen an. Die Hauptdoppelbrechungen des *Epidots* wurden mit dem Berek-Kompensator bestimmt:

$$n\gamma - n\alpha = 0{,}0360,$$
$$n\beta - n\alpha = 0{,}0122.$$

An einem gut orientierten Individuum konnte der Axenwinkel direkt bestimmt werden zu 70°, aus den Werten der Doppelbrechung berechnet sich $70^1/_2{}^0$. Die Auslöschungsschiefe $a/n\gamma$ wurde zu 18—21° gemessen, $c/n\alpha$ ist somit = 4—7° (a/c nach Kokscharow = 115° 24′).

Die Werte entsprechen einem Gehalt von etwa 20 % Eisenepidot. Der Pleochroismus ist schwach.

Grobkörniger Amphibolit ist in der betrachteten Zone nicht selten, tritt aber nur in wenig mächtigen Partien auf. Im Kontakt zum Diorit-Aplit, der weiter unten noch besprochen wird, ist auch eine grobkörnige Randfazies zu beobachten. Die Struktur ist grobgranoblastisch, die Textur nahezu massig. Hauptgemengteil, etwa 80 %, ist Hornblende, daneben treten Albit, Serizit, Zoisit, Quarz auf.

Die *Hornblende* ist stark pleochroitisch. Die Absorption und Hauptdoppelbrechungen ergeben:

$n\gamma$	grün bis grünbraun	$n\gamma - n\alpha = 0{,}026$
$n\beta$	hellgrün bis gelbgrün	$n\beta - n\alpha = 0{,}015.$
$n\alpha$	hellgelb bis fast farblos.	

Die Auslöschungsschiefe $c/n\gamma$ beträgt 19°. Der Axenwinkel ist etwa 70°. Spaltbarkeit ist sehr deutlich entwickelt. Zwischenräume zwischen den großen Hornblendeindividuen sind von Quarz und serizitisiertem Albit erfüllt. Risse sind auch von Zoisit ausgeheilt. Akzessorisch treten Magnetit und Apatit auf.

Dioritaplit. Helles, dichtes Gestein. Fundort vor Tunnel I. Unter dem Mikroskop zeigt der Dioritaplit schwach porphyroblastische Struktur und undeutlich kristallisationsschiefrige Textur. Die hellen Gemengteile herrschen stark vor, es sind wesentlich *Quarz* und *Albit*, mit den Umwandlungsprodukten *Zoisit*, *Epidot*, *Serizit*. Die melanokraten Gemengteile sind Biotit und Chlorit, akzessorisch treten Zirkon, Magnetit, Orthit, Apatit und Pyrrhotin auf. In einem Schliff spielt sekundäres Karbonat eine größere Rolle.

Lagen von undulös auslöschendem, granoblastischem Quarz wechseln mit einem wesentlich aus Serizit, Albit, Zoisit bestehenden Gewebe, in dem Zoisitidioblasten und feintupfige Aggregate hervortreten. Epidot, Biotit und Chlorit sind ganz untergeordnet. Der Biotit zeigt die Adsorption $n\gamma$ hellgrünbraun, $n\alpha$ hellgrün bis fast farblos.

Der *Chlorit* ist zum Teil Pennin, mit anomalen Interferenzfarben, zum Teil liegt Klinochlor vor, 2axig positiv, $2V = 20 - 30°$, $\upsilon > \rho$. Der Chlorit enthält Einschlüsse von Quarz, Albit, Klinozoisit-Zoisit-Epidotkörnchen die in Schnüren angeordnet sind, akzessorisch Orthit und Zirkon. Um Zirkoneinschlüsse lassen sich gelegentlich pleochroitische Höfe feststellen. Der *Orthit*, der auch sonst als Akzessorium in diesem Gestein auffällt, ist fast immer von Fe-reichem Epidot (mit hoher Licht-

brechung und hoher Doppelbrechung), zuweilen von Klinozoisit, umrandet. Der Orthit hat fleckig mattbraune Farbe. Stellenweise scheint er fast isotrop, an anderen Stellen gehen die Interferenzfarben bis zur II. Ordnung. Die Umgrenzung ist fast durchgehend schlecht. An einem stenglig entwickelten Idioblasten betrug die Auslöschungsschiefe der Stengellängsrichtung zu $n\alpha' = 10—14^0$. Der Pleochroismus ist schwach: er liegt zwischen dunkelbraun und dunkelrotbraun.

Der Dioritaplit läßt sich etwa 2 m weit verfolgen, bis zum Kontakt mit grobkörnigem Amphibolit (s. S. 27). Das Gestein trägt am Kontakt ähnlichen Charakter wie oben beschrieben. Die Struktur erscheint schwach porphyroblastisch durch Wechsel von kataklastisch auslöschendem Quarz und Serizitgewebe, in dem bei schwacher Vergrößerung Zoisitfilz dunkel hervortritt. Die Textur ist kristallisationsschiefrig. Hauptgemengteile sind auch hier Quarz und Albit, mit Serizit, Zoisit, Klinozoisit. Nebengemengteile sind Chlorit, Epidot. Akzessorisch wurden Orthit, Pyrrhotin, Magnetit, Zirkon, Karbonat, Biotit und Apatit festgestellt. Der granoblastische Quarz löscht stark undulös aus. Reihen von punktförmigen Einschlüssen, die durch verschiedene Individuen hindurchgehen, sind häufig. Die Orientierung der Einschlüsse ist oft annähernd $\| n\alpha$. Die Quarze erscheinen weitgehend geregelt. Kleine Risse, an denen sich vielfach Verstellungen beobachten lassen, sind durch Quarz und Serizit ausgeheilt. Die Feldspate zeigen rundliche, buchtige Umgrenzung, der Quarz erscheint durch sie korrodiert. Zwillingslamellierung ist gelegentlich andeutungsweise erkennbar. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist voll von Einschlüssen von Serizit, Zoisit, Quarz und Epidot.

Die übrigen Gemengteile sind ähnlich wie in der Hauptfazies des Gesteins. Von den Akzessorien wäre noch der Biotit zu erwähnen, der reliktisch im Chlorit festgestellt wurde und der Absorption $n\gamma$ hellbraun, $n\alpha$ fast farblos zeigt, und Orthit, der nur in kleinen, kaum pleochroitischen braunen Flecken vorliegt und der vielfach von Zoisitaggregaten umgeben ist. Die Analyse des Dioritaplits ergab

SiO_2	67,29	Dioritaplit (212)						
Al_2O_3	13,81							
Fe_2O_3	4,42	Lukmanierstraße vor Tunnel I						
FeO	1,03							
MnO	Sp.							
MgO	1,97	Anal. C. Friedlaender						
CaO	3,72							
Na_2O	3,12	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
K_2O	0,85	296	36	31	17,5	15,5	0,16	0,41
H_2O+	1,62							
H_2O-	0,11	*c/fm*	*ti*					
CO_2	1,41	0,55	1,3					
TiO_2	0,42							
P_2O_5	0,10					d = 2,76		
	99,87							

Der Chemismus ist quarzdioritisch.

Pegmatit. Grobkörniger Pegmatit ist nicht selten im Somvixer Zwischenmassiv. Sowohl an der Lukmanierstraße als auch im Somvixer Tal stehen Pegmatitgänge an, die gelegentlich eine Mächtigkeit bis zu 10 m erreichen. Makroskopisch lassen sich *Quarz*, grauer Feldspat, große *Muskovitblätter* und serizitische, verquetschte Partien mit hellrotem Granat erkennen. Der graue Feldspat ist ein grobperthitisch entmischter Orthoklas. Optisch gleich orientierte Albitteilchen sind wesentlich längs zwei Richtungen ausgeschieden: in der Richtung $n\gamma'$ liegen größere Teilchen, die vielfach Zwillingslamellierung zeigen, 60^0 bis senkrecht dazu sind feine, spindel- bis tropfenförmige Albitausscheidungen zu beobachten. Sowohl der Orthoklas als auch der entmischte Albit zeigen undulöse Auslöschung. Die Graufärbung stammt von sehr kleinen, opaken Einschlüssen, die teils reihenförmig angeordnet, teils unregelmäßig begrenzt angereichert sind. Gaseinschlüsse wurden nicht festgestellt. Serizitschüppchen finden sich vereinzelt im Orthoklas und im Albit. Sekundäres Karbonat tritt nur untergeordnet auf. Die Natur der opaken Einschlüsse konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, nach dem Aussehen scheint es kohlige Substanz zu sein. Das Aussehen der Pegmatite im Somvixer Zwischenmassiv

ist dem der im Gefolge der jungpaläozoischen Granitintrusiva (Cristallinagranit) auftretenden Pegmatite sehr ähnlich. Wir sehen die Pegmatitgänge im Somvixer Zwischenmassiv als Differentiationsprodukte an, die in Zusammenhang mit diesen granitischen Intrusionen stehen.

Biotit-Albit-Paragneis. Ohne scharfen Kontakt beginnen zwischen dem vierten und dem fünften Tunnel von Curaglia aus feste, bankige Gesteine, an denen Biotitblättchen makroskopisch zu erkennen sind. Die Biotitblättchen sind nicht regelmäßig verteilt, stellenweise sind sie schlierenartig angereichert.

Die Struktur dieser Gesteine ist blastopsammitisch, die Textur erweist sich durch die abwechselnden Lagen von Biotit, Chlorit und Albit, Quarz, als undeutlich schiefrig.

Hauptgemengteile	Albit, Quarz, Biotit, Serizit, Chlorit;
Nebengemengteile	Muskovit, Karbonat, Zoisit;
Akzessorien	Apatit, Orthoklas, Magnetit, Zirkon, Magnetkies, Epidot.

Beim *Albit* können wir unterscheiden Albit mit undulöser und fleckig-unregelmäßiger Auslöschung, der schwach durch Serizitschüppchen getrübt ist, selten Zwillingslamellen, die dann nur undeutlich sind, hingegen vielfach Spaltrisse zeigt, daneben klarer, rekristallisierter Albit, mit einheitlicher Auslöschung und ausgesprochener Viellingslamellierung. Spaltrisse selten.

Der *Quarz*, dessen meist kleine Individuen oft lappig-zahnig ineinandergreifen, zeigt kataklastische Auslöschung. Es wurden Einschlüsse von Biotit, Magnetit und Zirkon im Quarz festgestellt.

Biotit, in großen Blättchen, ist ein wesentlicher Bestandteil dieser Gesteine. Er hat kräftigen Pleochroismus

nγ	rotbraun
nβ	braun
nα	hellbraun bis farblos.

Neben Einschlüssen von Albit, Quarz, Serizit und Chlorit enthält der Biotit häufig Einschlüsse von einem radioaktiven Mineral, um das kräftige pleochroitische Höfe auffallen. Das Mineral hat hohe Lichtbrechung und hohe Doppelbrechung, aber geringer als Zirkon, weist schwachen Pleochroismus hellgelb bis farblos auf, ist zuweilen idioblastisch und löscht dann etwa 14° schief aus. Es konnte kein Unterschied im Axenbild der pleochroitischen Höfe und des unveränderten Biotits festgestellt werden. (Vgl. P. Eskola, **17**.) Umwandlung des Biotits führte zu Bildung von Chlorit und Muskovit, mit dem der Biotit gelegentlich parallel gleichorientiert verwachsen ist. *Muskovit* tritt auch selbständig, in großen, stark undulös auslöschenden Blättern auf, die einen Axenwinkel 2 V etwa 40° haben. Zirkon ist in klastischen großen Individuen und kleinen Idioblasten ein relativ verbreiteter Übergemengteil. Ein Gestein dieser Zone wurde analysiert:

SiO_2	49,49	Biotit-Albit-Paragneis (188)							
Al_2O_3	17,07								
Fe_2O_3	2,43	Nach Tunnel IV							
FeO	6,36								
MnO	0,02	Anal. C. Friedlaender							
MgO	3,77								
CaO	6,29	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
Na_2O	0,95	153	31	39,5	21	8,5	0,63	0,44	0,53
K_2O	2,60								
H_2O+	5,10	*ti*	*h*	co_2					
H_2O-	0,12	2,4	54	18					
CO_2	4,25								
TiO_2	1,01								
P_2O_5	0,02						d = 2,78		
	99,48								

Der Chemismus ist sehr nahe normaldioritisch. Lediglich der *k*-Wert ist, entsprechend dem hohen Biotitgehalt, wesentlich höher. Der hohe *k*-Wert und der Umstand, daß $al > c + alk$ ist, lassen eine

gewisse Beteiligung von Paragestein bei der Bildung dieses Gesteins vermuten; wir können zwanglos und in Übereinstimmung mit dem mikroskopischen Befund das Gestein als durch die Dioritintrusion kontaktmetamorphes Paramaterial auffassen.

Das geologische Auftreten, als Randhülle des Intrusivstocks, spricht auch durchaus für diese Annahme.

Muskovit-Albitgneis. In den dioritischen Gesteinen (im weiteren Sinne) stehen verschiedentlich Muskovit-Albitgneise, Muskovit-Serizit-Albitgneise an, Gesteine, die wir als dislokations- und kontaktmetamorphe Produkte von Paragesteinseinlagerungen auffassen.

Im Hauptbruch der meist schiefrigen Muskovit-Albitgneise sind große Muskovitblätter sichtbar. Quer zeigt sich die Textur als deutlich schiefrig, bedingt, wie wir unter dem Mikroskop sehen, durch Lagen von feinschuppigem Serizit mit Albit und Lagen von granoblastischem Quarz. Der Quarz löscht kataklastisch aus, er enthält zuweilen kleine, punktförmige Einschlüsse von opakem Material, gelegentlich auch Serizit, Karbonat, akzessorisch Zirkon. In den an Muskovit reichen Lagen ist Pennin, mit anomalen Interferenzfarben, ein wesentlicher Bestandteil. Akzessorisch treten Magnetit, von limonitischen schlierigen Lagen umgeben, und Apatit und Zirkon auf. Um Zirkon wurden pleochroitische Höfe in Chlorit festgestellt. Quer zur Schieferung ist Karbonat eingedrungen.

Diese eingefalteten Paragesteinseinlagerungen erreichen meist nur wenige Meter Mächtigkeit. Sie fallen steil nach S, ihr Verlauf läßt sich daher in dem nicht begehbaren Teil der Lukmanierschlucht nicht verfolgen.

Biotit führende Muskovit-Serizit-Albitgneise (etwa im Tunnel II, beim ersten Lichtloch) weisen auf Kontaktmetamorphose.

Die Struktur dieser Gesteine ist porphyroblastisch, die Textur schiefrig. Serizitisierte Albit-Porphyroblasten liegen in einem Grundgewebe, das wesentlich aus undulös auslöschendem Quarz besteht. Schlierige, glimmerreiche Lagen geben dem Gestein schiefrige Textur. Der Albit zeigt Einschlüsse von Serizit, Quarz, Biotit, Muskovit und Chlorit. In den glimmerreichen Lagen herrschen Biotit, tiefbraunschwarz bis fast farblos, oft parallel mit gleich orientiertem Muskovit verwachsen, und Muskovit in großen, undulös auslöschenden Blättern, mit zum Teil anomal tiefen Interferenzfarben, besonders vor. Untergeordnet liegen in diesen Biotit-Muskovitlagen Serizit und xenomorphe Körner von Karbonat. Akzessorisch wurden Apatit, Magnetit, Chlorit, Zirkon, Pyrit festgestellt. Auffallend wenig Chlorit tritt in diesen Gesteinen, als Pennin, etwa als Einschluß in rekristallisiertem Albit auf.

Chlorit-Karbonat-Albitgneis. Auf dem Römerweg steht nahe der Paßhöhe ein undeutlich schiefriges, dichtes, dunkelgrünes Gestein an, das mit HCl stark reagiert. Unter dem Mikroskop ist die Struktur feinlepidoblastisch bis nahezu granoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig. Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Chlorit, Karbonat und Albit. Nebengemengteile Magnetit (Ilmenit), Serizit, Apatit, Hämatit, Limonit. Akzessorisch waren Biotit, Zirkon und Turmalin festzustellen. Feine Blättchen von Prochlorit (2axig positiv, Doppelbrechung klein, Axenwinkel klein, Pleochroismus schwach) bilden ein lepidoblastisches Gewebe, dessen Zwischenräume durch Albit und Karbonat erfüllt sind. Der Chlorit ist vielleicht als Umwandlungsprodukt von Biotit anzusehen, der bei starker Vergrößerung noch in kleinen, schlecht begrenzten Relikten festgestellt wurde. Der Biotit zeigt einen Pleochroismus oliv bis farblos, geht ohne scharfe Abgrenzung in Chlorit über. Karbonat ist auch in Lagen von kleinen Xenoblasten, die gelegentlich Druckzwillingsbildung zeigen, weit verbreitet. Der Albit ist frisch, rekristallisiert, er löscht einheitlich aus und zeigt meist keine Zwillingslamellierung. Albit und Magnetit, der in feinen Pünktchen längs der undeutlichen Schieferung verteilt sehr verbreitet ist, treten auch als Porphyroblasten auf. Apatitxenoblasten erreichen gelegentlich größere Dimensionen (bis 0,4 mm). Auf das wenn auch akzessorische Vorkommen von Turmalin muß besonders hingewiesen werden.

Das Gestein ist genetisch schwierig zu deuten. Nach dem makroskopischen Habitus und nach dem Auftreten halten wir es für ein Gestein der kontaktmetamorphen Randhülle.

III. Zone der permokarbonischen Serizitschiefer des Zwischenmassivs.

Die Hauptmasse des Somvixer Zwischenmassivs wird durch die Serizit-Chloritschiefer, die man zum Permokarbon stellt, gebildet. Die Mannigfaltigkeit ist eine überaus große: Serizitphyllite, Serizit-Muskovitgneise, Chloritschiefer, kohlige und erzreiche Schieferpartien folgen sich in raschem Wechsel.

Eine Physiographie und chemische Beschreibung dieser Gesteine sowie der Casannaschiefer im Westen und des Verrukano im Osten wäre eine sehr verdienstvolle Arbeit. Hier kann es sich nur um die Beschreibung einzelner Typen handeln, und zwar werden lediglich solche Gesteine erwähnt, bei denen Materialzufuhr oder Umwandlungen beobachtet wurden, die offenbar mit Erzvorkommen in Zusammenhang stehen. Es wurden festgestellt und untersucht:

a) Serizitschiefer mit Turmalin-Quarzgängchen,
b) „ „ Pyrit, Arsenkies und Feldspatzufuhr,
c) „ „ Quarz-Erzinfiltration,
d) schwarze, Pyrit (Markasit?) führende Schiefer,
e) feinkörnige Pyrit-Quarz-Turmalingänge,
f) tonige und sulfatische Ausblühungen,
g) Bleiglanz-Pyrit-Sideritgänge mit Rutil,
Zerrkluftmineralien.

a) Serizitschiefer mit Turmalin-Quarzgängchen.

Ein etwas gefältelt-schiefriger Serizitphyllit mit Turmalin-Quarzgängchen von bis $1^1/_2$ cm Breite steht an der Lukmanierstraße, kurz nach der Abzweigung der Straße nach Mompe Medel, an. Die Struktur ist porphyroblastisch, die Textur schiefrig, auch etwa helizitisch. Porphyroblasten von Turmalin liegen in granoblastisch-diablastischem Grundgewebe, das wesentlich aus Quarz, Serizit und Chlorit besteht, und in dem untergeordnet auch Turmalin, Pyrit und Magnetit, Leukoxen, limonitische Substanz, Hämatit, Siderit, Apatit, Epidot, Zirkon beobachtet wurden. Die Turmalin-Porphyroblasten sind oft zerrissen, zerfetzt und von Quarz ausgeheilt. Sie enthalten vielfach Einschlüsse von Quarz, Magnetit, Rutil; etwas seltener Limonit, der selbst wieder Quarzeinschlüsse haben kann. Limonit, pseudomorph nach Siderit, kommt auch als Einschluß in Turmalin-Porphyroblasten vor. Meist sind die Turmalin-Porphyroblasten schlecht begrenzt, idioblastische Entwicklung kommt aber auch vor. Zonarstruktur ist häufig. Der Plechroismus ist stark:

$n\gamma$ olivbraun bis blaugrün
$n\alpha$ fast farblos bis hellbraun.

Offenbar in größerer Menge im Grundgewebe vorhanden gewesener Magnetit ist jetzt nur noch in kleinen Überresten, umgeben von Oxydationsprodukten (Hämatit, Limonit), festzustellen.

Der Axenwinkel verschiedener Muskovitindividuen ist deutlich verschieden, er variiert zwischen zirka 50° und fast 0°. Der Chlorit ist vorherrschend Pennin.

Hier ist auch ein Muskovit-Serizitschiefer, an dem makroskopisch Turmalinprismen zu sehen sind, zu erwähnen. Das Gestein wurde auf der rechten (E-) Seite der Lukmanierschlucht, etwa auf der Höhe und gegenüber zwischen dem achten und neunten Straßentunnel (von Curaglia aus) der Lukmanierstraße, geschlagen. Die Struktur ist porphyroblastisch, die Textur ist deutlich schiefrig, bedingt durch Lagen großer Muskovitblätter (Axenwinkel = 40—50°) und Quarz. Der Quarz löscht stark undulös aus und zeigt Einschlüsse von Serizit und Zoisit und unregelmäßig angeordneten opaken Pünktchen.

Nebengemengteile sind ein hellgrüner Chlorit, Klinochlor und weitgehend serizitisierter Plagioklas. Auffallend sind der schon makroskopisch beobachtete Turmalin, große Idioblasten mit starkem Pleochroismus, und xenoblastischer Apatit, der zuweilen ||c opake Einschlüsse hat. Rutil ist relativ verbreitet, auch als Einschluß in Muskovit (Sagenitgewebe), der zuweilen durch Leukoxen getrübt erscheint. Die Akzessorien sind die gleichen wie oben angegeben.

b) Serizitschiefer mit Pyrit, Arsenkies und Feldspatzufuhr.

Fundort Lukmanierschlucht E-Seite, zwischen dem achten und neunten Tunnel, etwas tiefer als die Landstraße, ihr gegenüber.

Makroskopisch ist es ein Serizitschiefer mit Pyritkristallen bis zu 3 mm Kantenlänge und makroskopisch sichtbaren Muskovitblättchen. Die Struktur ist porphyroblastisch bis blastopsammitisch. In feindiablastischem Serizitquarzgewebe lassen sich Gängchen von vorherrschend *Albit-Oligoklas* mit Quarz und Karbonat feststellen. Der Feldspat ist relativ frisch und intensiv verzwillingt. *Quarz* zeigt nur schwache undulöse Auslöschung. Untergeordnet *Karbonat* in scharfen Rhomboedern, akzessorisch tritt auch Rutil, in kleinen Körnchen, auf. Albitisierung konnte bei Gesteinen aus diesem Gebiet vielfach beobachtet werden, jedoch sind Vergesellschaftung und Ausbildung der Feldspatanreicherung hier auffallend. Die Feldspatzufuhr ist hier als Injektion aufzufassen, die Erzanreicherung steht offenbar mit ihr in Zusammenhang. Die Korngröße ist in der Nähe der Erzpartien größer. Neben den Feldspatinjektionen fallen Quarz und etwas größere *Muskovite* auf.

Pyrit tritt hier neben *Arsenkies,* der an seiner Reflexionsfarbe kenntlich ist, zurück. Neben Porphyroblasten von Arsenkies und Pyrit sind zahlreiche, gut begrenzte kleine Prismen von Arsenkies und Pyrit zu sehen. Im Druckschatten der Erzporphyroblasten fallen Streckungshöfe auf, in denen Quarz in parallelen Lagen unorientiert rekristallisiert ist.

c) Serizitschiefer mit Quarz-Erzinfiltration.

Fundort Lukmanierschlucht E-Seite, ungefähr gegenüber dem neunten Tunnel auf Rheinhöhe.

Serizitreiche Lagen und Erz bedingen eine schiefrige Textur, die Struktur ist wesentlich porphyroblastisch. In einem Grundgewebe, in dem lagenweise getrennt granoblastischer *Quarz* und *Karbonat* vorherrschen, liegen große Porphyroblasten von *Pyrit* mit Hämatit-Limonitumrandung, *Magnetkies* (meist schlecht begrenzt, gut hexagonal umgrenzte Individuen wurden aber auch beobachtet) und untergeordnet Magnetit. Das *Karbonat,* wahrscheinlich Siderit, zeigt lamellenweise Pleochroismus, farblos bis blaugrau. Die Lagen bestehen aus einzelnen großen, in der Schieferungsrichtung langgestreckten Individuen, die zwei ausgesprochene Spaltrichtungen zeigen; längs einer derselben ist bei den meisten Limonit eingedrungen. Limonit umgibt als schmale Umwandungshülle den Siderit und ist auch in der lagig-feinkörnigen Quarzmasse verbreitet und stellenweise angereichert. Schuppiger Serizit und Chlorit (kleiner Axenwinkel, optisch negativ, kleine Doppelbrechung, Pleochroismus von farblos bis hellgrün), sind vorzugsweise ungefähr parallel der Schieferung angeordnet. Im Querschnitt fallen orientierte Aggregate von feinprismatischem, grünbraunem Turmalin auf. Ganz untergeordnet kommt auch Apatit vor, meist in kleinen rundlichen Körnern.

Unter dem Opakilluminator sehen wir, daß der Pyrit von Karbonat korrodiert ist. Dabei kommen auch beim Pyrit sonst selten beobachtete Spaltflächen zum Vorschein. Die Zufuhr von Karbonat ist also nach der Infiltration von Quarz und Erz erfolgt (Taf. II, Fig. 3).

d) Schwarze, Arsenkies führende Schiefer.

Fundort Lukmanierstraße. Siehe Skizze.

Makroskopisch sind es dunkle Serizitschiefer, mit kleinen, augenförmigen Quarzlinsen. Quer zur Schieferung sieht man kleine Erzkörnchen, die mit den limonitisch-sulfatischen Ausblühungen in Zusammenhang stehen. Unter dem Mikroskop ist die Struktur schwer definierbar, stellenweise kataklastisch, blastopsammitisch, dann wieder granoblastisch mit Übergängen zu porphyroblastisch. Die Textur erscheint unter dem Mikroskop nur undeutlich schiefrig. Im Mineralbestand herrschen Quarz und Serizit der Masse nach vor, das Gesamtbild wird aber durch die ziemlich reichliche kohlige Substanz, Erz und die übrigen Nebengemengteile stark beeinflußt. Der *Quarz* zeigt, wo er in größeren Porphyroblasten auftritt, kataklastische Auslöschung und zur Seltenheit auch Böhmsche Streifung. Vielfach enthält er opake, punktförmige Einschlüsse. Kleinere rekristallisierte Quarze zeigen lediglich schwach undulöse Auslöschung. *Serizit* ist in feinen Schüppchen sehr verbreitet, stellenweise sehen wir etwas größere Muskovitblättchen. Von leukokraten Gemengteilen ist *Zoisit* noch wichtig und auffallend. Er tritt hier meistens in xenoblastischen Individuen auf, die zuweilen deutliche Spaltbarkeit besitzen. Daneben ist Zoisit auch in feinen Aggregaten zu beobachten.

Karbonat ist stellenweise in gut umgrenzten Rhomboedern angereichert. Untergeordnet wurde xenoblastischer Turmalin festgestellt. Feinpünktig in mehr oder weniger zusammenhängenden Lagen

angeordnete *kohlige Substanz* bedingt die dunkle Farbe des Gesteins und bringt die undeutliche Schieferung zum Ausdruck.

Die Erze, hier vorherrschend *Arsenkies*, sind von wenig limonitisch-chloritischer Substanz begleitet. Der Arsenkies tritt meist idioblastisch auf, Durchwachsungen und Zwillingsbildungen sind häufig.

Weniger auffallend sind Pyrit und Markasit (?). Der Markasit zeigt, wo er in größeren Individuen vorliegt, Zwillingsbildung; meist ist er jedoch in kleinen, rundlichen Körnchen entwickelt und ist dann von Pyrit nicht unterscheidbar.

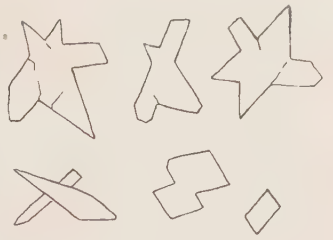

Fig. 3. Arsenkies. Zirka 45 ×.

e) Feinkörnige Pyrit-Quarz-Turmalingänge.

Das Auftreten dieser Gängchen, in denen makroskopisch Pyritwürfelchen mit bis zu 2 mm Kantenlänge erkennbar sind, wurde schon von R. L. Parker beschrieben (**64**). Das untersuchte Material ist auf dem von der Lukmanierstraße nach Mompè Medel abzweigenden Weg gesammelt worden. Es stehen da in den Serizitschiefern des Zwischenmassivs bis zu 6 cm breite Gänge an, die wesentlich aus *feinkörnigem Pyrit* und *Quarz* bestehen; mit der Lupe läßt sich zuweilen auch *Turmalin* erkennen. Meist sind die Gängchen stark limonitisiert. Einige von diesen Gängchen gehen in eine hellgraue, stark sauer schmeckende Masse über, in der lediglich Pyritwürfelchen makroskopisch festgestellt werden können. Mit dieser grauen Masse stehen die weißen Ausblühungen in Beziehung, über die weiter unten berichtet wird.

Im Dünnschliff sehen wir in feingranoblastischem Grundgewebe von vorherrschend Quarz, untergeordnet Serizit, Albit, Turmalin und Akzessorien, größere Kristalle von Turmalin und Erz. Der Turmalin zeigt starken Pleochroismus; rotbraunoliv bis hellbraun. Die dunklen Gemengteile, die dem Gestein die graue bis schwarze Farbe geben, sind Erze und, in kleiner Menge, kohlige Substanz. Der Quarz zeigt keine Regelung. Turmalin ist fast durchgehend xenoblastisch, oftmals lassen sich Zerreißungen feststellen, die Relikte sind dann zuweilen bogenförmig angeordnet. Der Pyrit ist vorherrschend idioblastisch, gelegentlich kann man Zwillingsbildung erkennen. Neben Pyrit scheint Markasit, durchgehend xenoblastisch und mit rauher Oberfläche, vorzuliegen. Der saure Geschmack geht auf etwas freie Schwefelsäure zurück. Im Dünnschliff grau bis limonitischrot reflektierende Aggregate von Erz und kohliger Substanz sind als kolloidale Bildungen aufzufassen.

Die Vergesellschaftung dieser Gängchen: Pyrit-Quarz-Turmalin, hat schon R. L. Parker Anlaß zu Erörterungen gegeben. Die Gängchen streichen ungefähr SW—NE und fallen meist steil nach S. Wegen des ungünstigen Geländes lassen sie sich nicht weit verfolgen.

Ganz ähnlich treten auch Gängchen auf, in denen der feinkörnige idioblastische Pyrit überwiegt, in denen Turmalin nur ganz untergeordnet auftritt. Solche Pyritgängchen wurden an verschiedenen Stellen der *Lukmanierstraße* beobachtet. Auch im *Somvixer Tal*, auf der Straße ins Tenigerbad, wurde nahe Surrhein ein solcher Pyritgang festgestellt. Unter dem Mikroskop sehen wir Aggregate von idioblastischem Pyrit in Quarz-Serizit-Albitgewebe. In der Nachbarschaft der Erzporphyroblasten ist der Quarz zuweilen in Streckungshöfen rekristallisiert, die so entstandenen Quarzlamellen zeigen schwach undulöse Auslöschung; die zwischen ihnen eingeklemmten Serizitlamellen sind meist schwach gebogen. Die etwas matten Feldspate zeigen keine Zwillingslamellierung. Muskovit wurde gelegentlich auch in etwas größeren Individuen festgestellt. Sämtliche hellen Gemengteile löschen undulös aus. Unter dem Opakilluminator sehen wir nichts wesentlich anderes. Markasit konnte hier auch vermutungsweise nicht festgestellt werden, das Erz scheint lediglich gut idioblastischer Pyrit zu sein. Auch Arsenkies wurde nicht beobachtet. In Begleitung auch dieser Erzgängchen wurden sauer schmeckende weiße Ausblühungen festgestellt.

Während man einzelne Pyritlagen nach der Vergesellschaftung für sedimentogen halten könnte, ist für die oben besprochenen Pyrit-Turmalingängchen eine sedimentogene Entstehungsweise unwahrscheinlich. Nach dem Auftreten scheint es aber doch, daß beide Arten genetisch ähnlich sind, also zusammenfassend behandelt werden dürfen. Es ließ sich nicht ermitteln, welches relative Alter diese Pyrit-Turmalin-Quarzgänge haben, jedenfalls sind sie jünger als die peridotitischen Talkschiefer, vermutlich ungefähr gleich alt wie die Dioritintrusion. Wir halten den Zusammenhang mit der Diorit-

intrusion für beide Arten von Gängchen für wahrscheinlich. Es interessiert uns in diesem Zusammenhang vor allem die Turmalinzufuhr, die auch an nicht erzreichen Stellen des Serizitschiefers des Zwischenmassivs auffallend ist und sich in turmalinreichen, knotigen Lagen und Schichtchen zu erkennen gibt.

Im Val San Placi scheint die Turmalinzufuhr in Zusammenhang mit Dioritaplitgängen zu stehen. Im betrachteten Profil des Zwischenmassivs an der Lukmanierstraße konnte zwar keine zu analoger Auffassung berechtigende Beobachtung gemacht werden, doch halten wir es für sehr wahrscheinlich, daß die Turmalinzufuhr auch hier mit der Dioritintrusion zusammenhängt. Es braucht nicht hervorgehoben zu werden, daß ein Abbau dieser Pyritgängchen nicht in Frage kommt.

f) Die Ausblühungen.

Auf dem unteren Teil der Lukmanierstraße, in dem ganzen hier als Zone III bezeichneten Gebiet der Serizitschiefer des Zwischenmassivs, sind Ausblühungen verbreitet. Ihr Auftreten ist, im Einklang mit der lithologischen Mannigfaltigkeit des Komplexes, unregelmäßig. Stellenweise sind die Ausblühungen sehr auffallend, an anderen Orten fehlen sie.

Wir können zwei Arten von Ausblühungen unterscheiden:

a) tonige Überzüge,
b) sulfatische Ausblühungen.

Das Ursprungsmaterial der tonigen Überzüge sind die hier verbreiteten Serizitschiefer und Serizitphyllite. Die Ausblühungen bilden auf diesen Gesteinen einen wellig begrenzten, bis zu zirka 1 cm dichten Überzug, der meist hellgrau bis hellgelb, gelegentlich durch etwas mehr limonitische Substanz dunkler gelb gefärbt ist. Die mikroskopische Untersuchung des Lockerpräparates zeigte vorherrschend tonige Substanz, die nicht näher bestimmt werden konnte, daneben konnten Relikte von Feldspat, Serizitgewebe, Aggregate und Schüppchen von hellgrünem, schwach pleochroitischem Chlorit und Akzessorien festgestellt werden. Unter den Akzessorien fallen besonders kleine Kalzitrhomboeder, Turmalin, in schlanken Prismen, und ganz spärlich Zirkonkörnchen auf.

Die sulfatischen Ausblühungen sind weniger verbreitet als die tonigen. Ihr Auftreten ist an Gesteine mit verwitternden Sulfiden geknüpft; so wurden sulfatische Ausblühungen z. B. in der unmittelbaren Nähe der dunklen, Arsenkies und Pyrit führenden Schiefer sowie angrenzend an die Pyrit-Turmalin-Quarz- und die feinkörnigen Pyritgängchen festgestellt. Neben vorwiegend wasserlöslichen Ausblühungen sind stellenweise nesterartige Krusten von Gips feststellbar.

Die wasserlöslichen Ausblühungen sind mikroskopisch schwierig zu untersuchen: wir sehen ein heterogenes Gemenge, in dem neben sehr feinen Nädelchen schlecht begrenzte Mineralien festzustellen sind, die sich auch etwa den Einbettungsflüssigkeiten gegenüber nicht indifferent verhalten. Die Ausblühungen haben einen schwach bitteren, salzigen, etwas zusammenziehenden Geschmack. Der Chemismus ist, nach einer qualitativen Probe von J. Jakob, der von basischem Aluminiumsulfat.

Mikroskopisch ist die Hauptmasse ein meist mehr oder weniger scharfkantig umgrenztes Mineral, dessen Lichtbrechung zwischen 1,599 und 1,560 liegt, wahrscheinlich *Alunit*. Daneben wurden beobachtet: schwach rosa erscheinende, meist unregelmäßig umgrenzte, zuweilen rhombische Blättchen, mit $n\gamma$ in der Längsrichtung, Lichtbrechung zwischen 1,468 und 1,453, vermutlich *Ettringit* (ein wasserhaltiges Ca-, Al-Sulfat, optisch 1axig negativ, $n\gamma = 1{,}4661$ [**46**]). Ein scharf nadeliges Mineral, mit sehr kleiner Doppelbrechung, mehr oder weniger gerader Auslöschung, $n\gamma$ (?) = zirka 1,58, Pleochroismus zwischen grünbraun und gelblich, ist vielleicht *Römerit*. Nädelchen mit einem Pleochroismus hellrosa, gelblich bis farblos, 15° Auslöschungsschiefe, $n\alpha$ zwischen 1,520 und 1,505 sind vermutlich *Fibroferrit*. Daneben wurde hier auch *Gips* festgestellt.

Den Bestimmungen haftet notwendig eine gewisse Unsicherheit an, weil Isolierung der zu bestimmenden Mineralien nicht durchführbar war und das Wiedererkennen der meist schlecht begrenzten Mineralien in verschiedenen Präparaten mit Schwierigkeiten verbunden war. Die sulfatischen Ausblühungen stehen in Zusammenhang mit der Oxydation von Sulfiden, das erhellt sofort aus dem Auftreten dieser Ausblühungen.

Die Bildung der tonigen Ausblühungen geht auf die Wirkungen von Kapillarfeuchtigkeit und Atmosphärilien zurück, diese Faktoren spielten bei der Bildung der sulfatischen Ausblühungen jedenfalls auch eine wichtige Rolle.

g) Bleiglanz-Pyrit-Sideritgänge.

Auf der rechten Seite des Medelser Rheins (E) stehen, zwischen dem neunten und achten Tunnel, der Lukmanierstraße gegenüber, einige kleine Erzgänge in den Serizitschiefern an, die im Streichen nicht verfolgt werden konnten, im Fallen mit den Serizitschiefern übereinstimmen.

Die Vergesellschaftung ist:

Quarz, Siderit	Magnesit, Dolomit	Limonit
Bleiglanz, Pyrit	Rutil	

Es handelt sich dabei sowohl um gepreßte Erzgänge als auch um Rekristallisation in Querrissen: Zerrkluftmineralisation. Auffallend ist der gelegentlich auftretende *Rutil*, der in zum Teil sehr großen Individuen festgestellt wurde. Der Quarz der Erzgänge ist grobkristallin, milchig, meist enthält er sehr zahlreiche mikroskopische opake Einschlüsse. Im Kontakt zum *Bleiglanz* sind stellenweise durch partielle Auflösung des Bleiglanzes Hohlräume entstanden, in denen sich klare, gutausgebildete Quarzkristalle gebildet haben, die zum Teil durch Aufnahme von etwas Limonit oder Siderit gelb gefärbt sind. Längs Rissen ist in die derbe Quarzmasse vielfach etwas Siderit-Limonit eingedrungen. Der *Siderit*, grobkristallin, braun bis rotbraun, ist randlich oft von Limonit begleitet. In den Zerrklüften sind die Aggregate von Sideritrhomboedern mit gebogenen Flächen bemerkenswert. Gelegentlich ist der Siderit von kleinen Pyritwürfeln überkrustet. Neben Siderit kommt auch, seltener, *Magnesit* als Zerrkluftmineral in der Nähe der Erzgänge vor, in scharfen Rhomboedern, deren ebene Flächen wegen eines dünnen Limonitbelages irisieren.

Bleiglanz ist in der Lukmanierschlucht nicht häufig. Ich wurde bei einer Begehung vom Strahler alt Lehrer Pally, Disla, begleitet, bei dem ich erstmals Bleiglanz aus der Lukmanierschlucht gesehen hatte, und konnte einige typische Stufen sammeln. Der Bleiglanz kommt in den Quarz-Sideritgängen in relativ großen Individuen (etwa 4×2×2 cm), die starke Pressungserscheinungen zeigen, vor. Die scharf ausgeprägten Gleitformen nach dem Würfel sind auf Druckwirkungen zurückzuführen. Gleitebenen und Spaltflächen sind nicht durchgehend eben, sondern zeigen vielfach schwache Verbiegung, die ebenfalls auf Pressungen hinweisen (11). Die meisten Bleiglanzstufen wurden in einem kleinen verquetschten Gang gesammelt, der in einer der steilen, zeitweilig Wasser führenden Rillen ansteht. Die Oberfläche des Bleiglanzes zeigt häufig eine deutliche Anätzung: Mäanderartig treten helle Teile in angeätzt dunklem Untergrund hervor. Nähere Untersuchung ergab, daß die angeätzten matten Stellen mit einem Karbonatüberzug zusammenhängen. Stellenweise sind schwach bis seidig glänzende, gelblich weiße Nädelchen von *Cerussit* erhalten. Zwei weitere Erscheinungen wurden beobachtet, die mit der Löslichkeit des Bleiglanzes in Beziehung stehen: a) Nahe dem Kontakt mit Quarz sind durch die Auflösung von Bleiglanz vielfach Hohlräume entstanden, die meist teilweise durch sekundäre Mineralien ausgefüllt sind. Der Bleiglanz ist hier rundlich, buchtig begrenzt und von einer dünnen Karbonatschicht überzogen. b) Scharf begrenzte Lösungsrillen, die im Querschnitt meist angenähert elliptisch sind, im Längsschnitt gewundene Formen aufweisen. (Im Querschnitt Dimensionen etwa 3×2 mm.) Diese Rillen erinnern durchaus an Bohrlöcher in wurmstichigem Holz. Längs den auffallend glatten Wandungen dieser Rillen ist spärlich Karbonat, in feinen Nädelchen, abgesetzt.

Der *Pyrit* liegt durchgehend derbkristallin vor. Als Zerrkluftmineral hat er meist gute kristallographische Umgrenzung; besondere ungewöhnliche Formen wurden jedoch nicht beobachtet. Meist zeigt der Pyrit grüne bis blaugrüne Anlauffarben.

Auffallend ist das Vorkommen und die Art des Auftretens von *Rutil*. Der Rutil wurde zum Teil in sehr großen Aggregaten festgestellt (2×2×0,5 cm). Die kristallographische Umgrenzung ist schlecht, eine undeutliche, fast muschelige Spaltbarkeit verleiht zudem dem Mineral einen brüchigen Charakter. Unter dem Mikroskop ist der Rutil ziemlich rein, wenn auch nicht ganz frei von Einschlüssen. Verwachsungen mit Bleiglanz, in dem gelegentlich größere Partien Rutil eingeschlossen erscheinen, kommen vor, und es wäre interessant gewesen, durch chalkographische Untersuchung eventuelle nähere Beziehungen aufzudecken. Wegen der ausgesprochenen Spaltbarkeit des Bleiglanzes und der Brüchigkeit des Rutils konnten jedoch keine Anschliffe angefertigt werden. Makroskopisch scheint der Kontakt zu Bleiglanz scharf, zur Seltenheit sieht man kleine Adern von Bleiglanz in den Rutil hineingreifen.

Rutil in ähnlichen derben, großen Aggregaten ist aus dem Val Cadlimo bekannt. Die Paragenesis der Lukmanierschlucht ist jedoch äußerst auffallend. Rutil kommt in der Lukmanierschlucht auch in Zerrklüften vor und ist in dieser Art des Vorkommens schon lange bekannt. Sein Habitus ist dann säulignadelig, meist tritt er als Einschluß in Quarz auf. Auf einer kleinen Zerrkluftstufe durchbohren aus dem Quarz herausragende Rutilnadeln kleine Würfel von Pyrit. (Maximale Kantenlänge 1,5 mm.)

Auf die übrigen zahlreichen, aus der Lukmanierschlucht bekannten Zerrkluftmineralien braucht in diesem Zusammenhang nicht eingegangen zu werden (vgl. **40**, **41**, **88**).

Die Lagerstätte von Alp Nadèls.

Zusammenfassung.

Metamorphe Erzgänge mit hellgelber Zinkblende und Bleiglanz in Gangart von Quarz und Karbonat sind von Alp Nadèls südlich Truns bekannt.

Die Vorkommen, die als hydrothermales Differentiat des Cristallinagranits aufgefaßt werden, befinden sich in den Serizitschiefern und -gneisen des Somvixer Zwischenmassivs. Es werden Nebengesteine und Erze besprochen. Ein Abbau der Lagerstätte, früher mehrfach versucht, kommt heute nicht mehr in Frage.

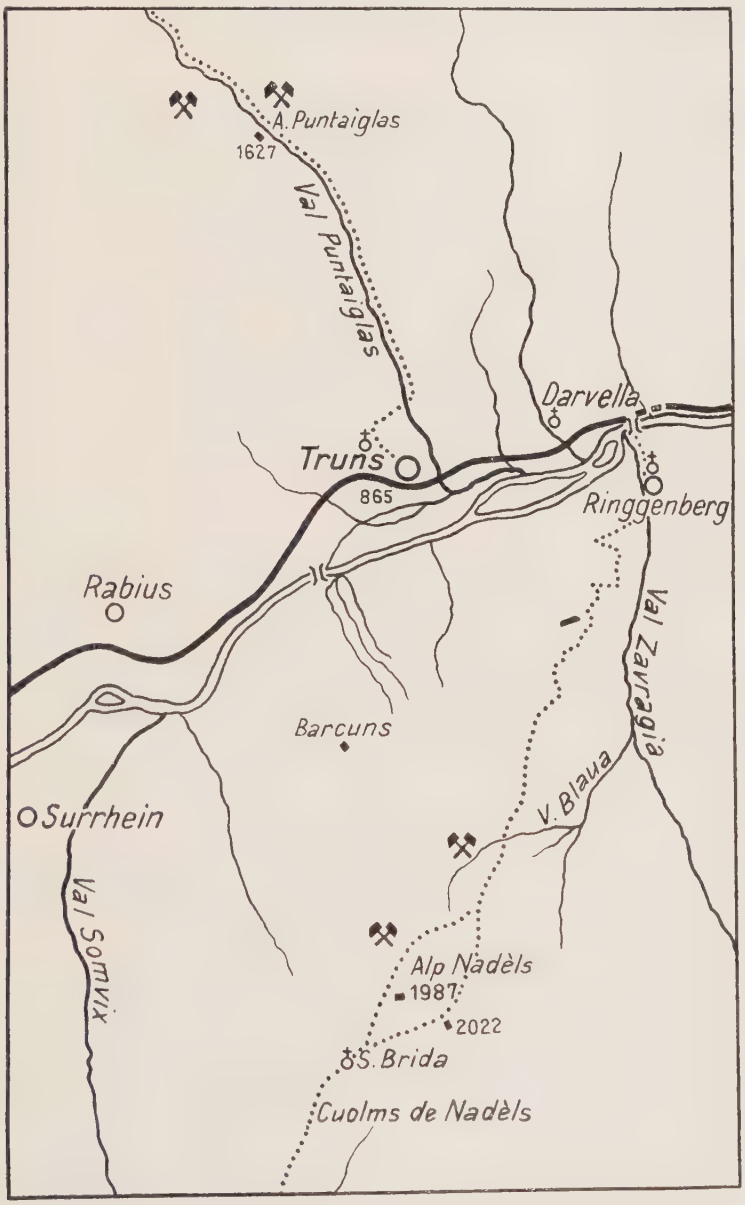

Fig. 4. Übersichtsskizze der Erzvorkommen von Puntaiglas und Alp Nadèls bei Truns.

A. Ort. Geschichte. Literatur.

Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätten von Alp Nadèls liegen südlich von Truns, Vorderrheintal, auf einer Höhe von zirka 1900 m über Meer (Fig. 4). T. A. Siegfried, Blatt 408. Wir erreichen das Gebiet von Truns aus am bequemsten, wenn wir die Landstraße rheinabwärts bis Ringgenberg und dann den Alpweg benutzen, der von der im September 1927 durch Hochwasser der Zavragia teilweise zerstörten Ortschaft nach Hinternadèls führt ($2^1/_2$ Std.), oder von Tenigerbad (Somvixer Tal) auf markiertem Waldweg ($1^1/_2$ Std.). Ein anderer Weg von Truns und der von Surrhein sind weniger zu empfehlen.

Die Geschichte der Abbauversuche geht jedenfalls ins XV. Jahrhundert, wenn nicht in noch frühere Zeiten zurück.

Aus den einzelnen Abbauperioden, auf die schon hingewiesen worden ist, ist uns wenig Bestimmtes bekannt, besonders was Methoden und Resultate anbetrifft. Der letzte Abbauversuch ist der von Baglioni, 1856.

Literatur. Keine spezielle Arbeiten über die Erzvorkommen.

B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätte.

Die Erzgänge von Alp Nadèls befinden sich in den Serizitschiefern und -gneisen des Somvixer Zwischenmassivs. In einem Profil von S nach N lassen sich auf Alp Nadèls feststellen:

Verrukano grau, seidig glänzende Serizitschiefer mit Quarzpophyr,
Rauhwacke
Rötidolomit
Quartenschiefer, grüne, helle und violette Tonschiefer und Phyllite, zum Teil mit Chloritoid
Quarzit
Kalke und Schiefer der Juraformation (Lias?)

× ———————————

Rauhwacke
Serizitgneise und -schiefer des Zwischenmassivs.

Die Schichtenfolge Verrukano—Lias wird als das überkippte N-Ende des Gotthardmassivs angesehen. P. Niggli und W. Staub haben den Zusammenhang der Tavetscher Sedimentzone mit der Urserenzone nachgewiesen (**52**). Die sedimentäre Urseren-Tavetscherzone läßt sich als tektonisches Element „von Obersaxen im Bündner Oberland bis nach Ulrichen im Oberwallis, vielleicht sogar als Überschiebung in Serizitgesteinen noch weiter nach W verfolgen. Dem entspricht eine Länge von über 65 resp. 80 km“ (**51**, S. 55).

Nach den Untersuchungen von P. Niggli und W. Staub ist, abgesehen von lokalen Auskeilungen verschiedener Schichtglieder und anderen lokalen tektonischen Komplikationen, die Schichtfolge auf der ganzen Länge von N nach S im wesentlichen folgende (**52**, S. 57):

1. Kalke mit Tonschiefern. Die Kalke sind im allgemeinen ziemlich sandig. Gegen unten sind oft Kalksandsteine und Sandsteine eingeschaltet. Die Metamorphose hat stellenweise zur Ausbildung von Marmoren, Quarzmarmoren und Quarziten geführt.
2. In verschiedener Mächtigkeit (stellenweise vielleicht primär fehlend) helle Ton- und Mergelschiefer, zum Teil dolomitisch. Verschiedenfarbige Chloritschiefer, Chloritoidschiefer, Biotit-Serizitschiefer usw. entstunden daraus durch Metamorphose.
3. Rauhwacke und dichter Dolomit bzw. Dolomitmarmor. Oft im Hangenden und Liegenden Quarzitbänke.
4. Phyllite bis arkoseartige bis konglomeratische Gesteine. Darin oft schwarze Tonschiefer und Arkoseeinlagerungen mit Quarzporphyren (5).
6. Höher kristalline, gotthardmassivische Paraschiefer.

Tektonisch stellt im großen die Urseren-Tavetschzone eine einfache Schichtenfolge von Karbon bis Mesozoikum dar, die normal auf dem Gotthardmassiv aufruht und die stellenweise fast vollständig erhalten ist. Es wird jedoch betont, daß die Verhältnisse nicht an jeder Stelle durch diese einfache tektonische Formel vollständig beschreibbar sind. Auf die Komplikationen östlich Tenigerbad und bei Nadèls wird besonders hingewiesen (**52**, S. 60) (**51**, S. 12). Vgl. auch A. Heim (**27**, II, S. 211).

Im Crestlianderstobel östlich Tenigerbad ist durch den schief gegen das Axialstreichen laufenden Bach ein Profil angeschnitten, das nicht einer einfachen Schichtfolge entspricht. Auf Rauhwacke-Dolomit-Quartenschiefer folgen Quartenschiefer-Dolomit-Rauhwacke und nochmals Quartenschiefer-Dolomit-Rauhwacke. Die erste Repetition läßt sich mit einer Biegung im Bachlauf erklären, die zweite legte die Annahme einer Faltung nahe; der S-Schenkel ist dabei stark verquetscht. Die Befunde auf Alp Nadèls sprechen nicht gegen diese Annahme. Am Kontakt der mesozoischen Sedimente mit dem Verrukano scheint stellenweise die Rauhwacke mit Rötidolomit und auch mit Quartenschiefer verknetet. Der kleine

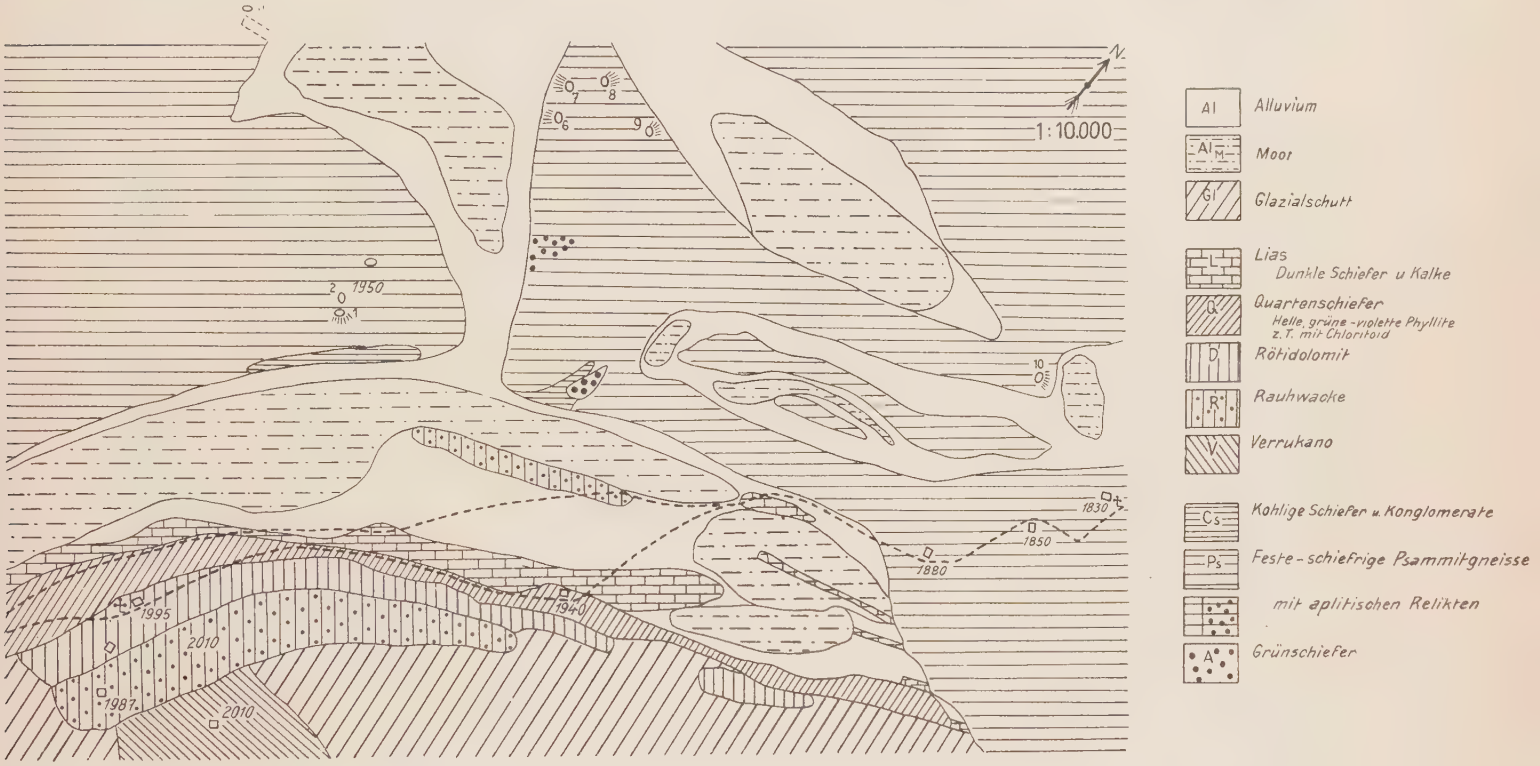

Fig. 5. Alp Nadèls 1 : 10 000.

Rauhwackezug, der nördlich des mit Moor bedeckten Lias festgestellt wurde (s. Skizze Fig. 5), läßt sich mit dieser schon von Niggli und Weber (52) geäußerten Annahme auch gut in Einklang bringen.

Im Crestlianderstobel fand ich in stark beanspruchtem Chloritoidschiefer Quarzgänge mit Chloritoidaggregaten. Über dieses Mineral wurde an anderer Stelle berichtet (Schweiz. min.-petr. Mitt. IX, S. 247—264, 1929).

Die Bleiglanz-Zinkblendevorkommen befinden sich in den Serizitschiefern und -gneisen des Zwischenmassivs. Im Bündner Naturhistorischen Museum, Chur, befinden sich auch einzelne Stücke von der Alp Nadèls mit Bleiglanz und untergeordnet Zinkblende in Rötidolomit; es handelt sich dabei um relativ seltene und spärliche Funde. Mir sind auf der Alp Nadèls keine Bleiglanz-Zinkblendevorkommen in der Trias bekanntgeworden, die Erzvorkommen befinden sich wesentlich in den Gesteinen des Zwischenmassivs.

Die Gesteine des Zwischenmassivs, das sich mit unebenem Kontakt nördlich an die Sedimentzone anschließt, sind hier vorwiegend feste bis schiefrige Serizit-Psammitgneise. Gelegentlich lassen sich aplitische und pegmatitische Relikte erkennen. Nahe dem Kontakt mit

der Sedimentzone wurden stellenweise kohlige Schiefer, zum Teil auch kohlenreiche (d. h. durch kohlige Substanz dunkle) Konglomeratgneise beobachtet. Ein hellgrünes, porphyrähnliches Gestein, vermutlich ein metamorpher Augitporphyrit, steht in einem kleinen Aufschluß ebenfalls unweit der Grenze Zwischenmassiv-Sedimentzone an.

Eine Gliederung der Gesteine des Zwischenmassivs ließ sich im Feld nicht durchführen, wenn sich auch im Handstück, und besonders bei der mikroskopischen Untersuchung, verschiedene Typen auseinander halten lassen.

In der rohen Übersichtsskizze (Fig. 5) ist die Lage der einzelnen Stellen des alten Bergbaus angegeben. Eine genauere Aufnahme gestattete das bestehende Kartenmaterial nicht, anderseits erschien eine Messtischaufnahme nicht nötig. Die Skizze wurde lediglich mit Kompaß und Abschreiten hergestellt, die Topographie auf der Siegfriedkarte (408) ließ keine so starke Vergrößerung zu. Die mir im Probedruck zur Verfügung gestellte photostereographische Neuaufnahme (Helbling) war wegen der grossen Äquidistanz von 40 m auch nicht geeignet. Insgesamt sind elf Stellen, an denen Halden, Stollen, Löcher alte Bergbautätigkeit erkennen lassen, auf der Skizze vermerkt; einzelne kleinere Löcher in unmittelbarer Nähe der angegebenen Punkte sind nicht getrennt angegeben.

Von dem letzten Abbauversuch, Baglioni 1856, stammt der Stollen 11, auf welche Zeit die übrigen Stollen zurückgehen, ließ sich nicht ermitteln.

Gehen wir von der Kapelle Sta Brida aus den Alpweg gegen Hinternadèls-Ringgenberg, so sehen wir bald nördlich, jenseits des Moors, die Schutthalde 1. Um den Höhepunkt 1950 m (zirka), von dem diese Halde ausgeht, liegen einige kleine Löcher, Reste eingestürzter Stollen, die in ihrer Anordnung fast an ein prähistorisches Grab (Sesi) erinnern. Die von N aus genommene Photographie (Taf. I, Fig. 2) zeigt die Lage von 2 (links) und 3 (in der Mitte des Hügelchens).

Auf den Halden liegen Stücke von Serizit-Psammitgneis, meist mit charakteristischen hellgelben Flecken und Streifen, gelegentlich mit Erzgehalt, und Stücke von stark mechanisch beanspruchten Quarz-Karbonat-Erzgängen. Von 3 aus gegen N gelangen wir zu den Stollen 4 und 5, wo sich kleine Stollen befinden, die abwärts gegen W bzw. gegen S geneigt sind. Diese kleinen Stollen sind fast gänzlich mit Wasser vollgelaufen. Von 5 aus gegen N den Hügel hinunter, über das Moor, gelangen wir zu den Stollen 6, 7, 8. Bei 6 befindet sich ein etwa 40° nach NE geneigter, teilweise zusammengestürzter Stolleneingang in mächtiger Quarzlinse (Taf. I, Fig. 3).

Etwas höher und nordöstlich von 7 liegt 8. Die Halde von 8 geht in die von 9 über. Der nahezu horizontal E—W verlaufende Stollen 9 läßt sich einige wenige Meter begehen, doch vermeide man es, viel zu klopfen oder zu sprengen, denn es hängen Serizitgneisplatten am nicht gestützten Gewölbe, und der Anschlageklang ist hohl. Westlich von der Alphütte mit Kreuz (1830), am Ringgenberger Weg, befindet sich ein kleiner, eingestürzter Stollen, 10. Ungefähr 400 m westlich und etwas tiefer als 6 ist der mehr oder weniger horizontale Stollen 11, der, wie erwähnt, aus dem Jahre 1856 stammt. Man kann in diesen Stollen etwa 10 m weit eindringen, dann ist er wegen Wasser unbegehbar. Die Länge des SW—NE verlaufenden Stollens beträgt etwa 20 m. Das sind im wesentlichen die Stellen mit heute noch sichtbaren Resten alten Bergbaus. Möglicherweise ist die Kapelle von Sta Brida ursprünglich nicht Alpkapelle, sondern Schutzkapelle des Bergbaus, doch erscheint das ungewiß.

Abgesehen von den Stollen 6, 9 und 11 handelt es sich also um fast restlos eingestürzte oder vollgelaufene Löcher. Am meisten aufschlußreiches Material finden wir auf den Halden 6, 8 und 9.

Bei Barcuns nördlich Alp Nadèls (s. Kartenausschnitt) ist ein analoges Erzvorkommen im Psammitschiefer bekannt.

Die Erzvorkommen von Alp Nadèls bestehen wesentlich aus metamorphen Erzgängen, in ihrer Nähe kommt infiltrationsartig verteilt Erz in Psammitgneis vor. Die Erzgänge sind vollständig verknetet und zu einzelnen kaum kenntlichen Linsen ausgequetscht. Es muß dies den Abbau auf sämtlichen Stollen, von denen einige vielleicht bloß Probestollen waren (3, 4, 5, 7?), sehr gestört haben.

Die Vergesellschaftung der Erzgänge von Alp Nadèls ist Quarz, Karbonat, gelegentlich Chalzedon, mit Bleiglanz und Zinkblende. Die Zinkblende fällt durch ihre hellgelbe Farbe auf. Außer Bleiglanz und Zinkblende ist von Alp Nadèls an makroskopisch festgestellten Erzen noch Antimonit beschrieben. In der Sammlung des Bündner Naturhistorischen Museums, Chur, befinden sich die bereits von Kenngott (**38**)

erwähnten Antimonitstücke, die von der Alp Nadèls stammen sollen. Ich fand weder anstehend noch auf den Halden Antimonit, der jedenfalls hier ein relativ seltenes Mineral ist und dessen Fundorte, vermutlich durch die Verschüttung der meisten Stollen, nicht mehr zugänglich sind.

C. Petrographische Beschreibung.

Die Erzgänge von Alp Nadèls setzen im Somvixer Zwischenmassiv auf, es sollen daher in diesem Zusammenhang lediglich Gesteine des Somvixer Zwischenmassivs beschrieben werden. Wir unterscheiden:

Grünschiefer, vermutlich metamorpher Augitporphyrit,
kohlige Schiefer und Konglomerate,
konglomeratische, feste bis schiefrige Psammitgneise,
Psammitgneis mit aplitischen Relikten,
„ „ pegmatitischen Relikten,
Erz führende Serizitgneise bis -schiefer,
Quarzporphyr.

Grünschiefer. Nahe der Grenze der Nadèls-Tavetscher Sedimentzone steht ein hellgrünes, feinkörnig-porphyrartiges Gestein an, das schon makroskopisch ein metamorphes Massengestein zu sein scheint. Die Lagerungsverhältnisse gehen aus unserer Kartenskizze hervor. Unter dem Mikroskop ist der Eindruck äußerst unfrisch. Die Struktur des Grundgewebes ist fein-lepidoblastisch. Die makroskopisch noch erkennbaren Porphyroblasten erweisen sich unter dem Mikroskop als weitgehend umgewandelt. *Chloritische Substanz* herrscht im Dünnschliff stark vor, meist mit schwachem Pleochroismus hellgrün bis dunkelgrün, optisch 2axig positiv. Diese Eigenschaften stimmen mit denen des Klinochlors überein. Die durchaus feinschuppige chloritische Substanz bildet mit *Serizit* das fein-lepidoblastische Grundgewebe und bewirkt eine undeutlich schiefrige Textur, die auch durch das ziemlich häufige sekundäre *Karbonat* zum Ausdruck kommt. Der Plagioklas ist unverzwillingt rekristallisiert, zeigt gelegentlich undulöse Auslöschung. Er macht die Schieferung undeutlich mit. Nach Lichtbrechung ($n\beta$ ungefähr = Kanadabalsam) und Charakter (+) liegt *Albit-Oligoklas* vor, der nach der Rekristallisation noch beansprucht worden ist (undulöse Auslöschung). Über den ganzen Schliff sind dunkel aussehende Zoisitkörnchen und schwach pleochroitische Epidotkörner unregelmäßig verteilt.

Das Gestein ist offenbar ein stark umgewandelter Augitporphyrit. Ein „Augitporphyrit“ vom Piz Miezdi zeigt folgenden Chemismus:

SiO_2	55,59		MnO	0,14	
Al_2O_3	15,03		TiO_2	1,26	
Fe_2O_3	3,48		P_2O_5	0,39	
FeO	3,43	spez. Gew. 2,86	H_2O+	2,29	Anal. L. Hezner
MgO	6,21		H_2O-	0,08	
CaO	6,50			99,92	
Na_2O	3,56				
K_2O	1,96				

Solche zum Teil hochgradig metamorphe „Augitporphyrite“ sind im nordöstlichen Gotthardmassiv verschiedentlich festgestellt worden. Das grüne, schwach porphyrartige, fast massige Gestein, das bei der „Römerbrücke“ des Fußweges *Curaglia*-Mutschnengia im Flußbett (Medelser Rhein) ansteht, erwies sich bei der mikroskopischen Untersuchung gleichfalls als metamorpher „Augitporphyrit“.

Die Struktur dieses Gesteins ist bei poikiloblastischem Grundgewebe undeutlich blastoporphyrisch. Die Textur ist schwach schiefrig. Hauptgemengteile sind *Klinochlor*, *Epidot* und *Hornblende*. Die Hornblende ist hellbräunlich bis fast farblos, zeigt keinen merklichen Pleochroismus. Auslöschungsschiefe $c/n\gamma = 23^0$. Es lag die Vermutung nahe, daß die Hornblende sekundär nach *Pyroxen* sei. In der Tat konnte solcher reliktisch festgestellt werden, kenntlich an der größeren Auslöschungsschiefe (35^0). Der Epidot zeigt relativ starken Pleochroismus; $n\gamma$ grüngelb, $n\alpha$ hellgelb bis farblos. Oftmals

ist er zonar gebaut. Der Kern zeigt dann höhere Lichtbrechung, höhere Doppelbrechung und stärkere Adsorption, ist somit Fe-reicher. Klinozoisit tritt nur untergeordnet auf, ebenso Plagioklas, der keine Zwillingslamellierung aufweist. Gelegentlich enthält der Plagioklas kleine Einschlüsse von kohliger Substanz und von Quarz.

Plagioklas und der nur untergeordnet auftretende Quarz löschen schwach undulös aus.

Der Chemismus läßt weitgehende Übereinstimmung mit den viel weniger beanspruchten Augitporphyriten des südlichen Aarmassivs erkennen, wie die Zusammenstellung zeigt:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*ti*	*p*	*h*	co_2
I	157	25	42	19,5	13,5	0,27	0,63	0,47	2,70	0,46	22,5	0
II	132	24,5	46	12	17,5	0,53	0,67	0,27	0,82	0,46	21,6	
III	130	22,5	47,5	19	11,5	0,37	0,65	0,41	1,5	—	33,2	

I Piz Miezdi.
II Piz Tgietgen südlich unter Gipfel (siehe S. 12).
III „ „ östlich „ „

Kohlige Schiefer. An verschiedenen Stellen des auf Alp Nadèls nicht ebenen Überschiebungskontaktes zwischen der mesozoischen Sedimentzone und dem Zwischenmassiv lassen sich dunkle, kohlige Schiefer beobachten und über eine gewisse Strecke verfolgen. Diese tonig riechenden, konglomeratischen, dunklen Schiefer sind makroskopisch sehr verschieden von den viel gleichmäßigeren, dünnschichtigen kohligen Schiefern der Sedimentzone. Während diese als liasisch gelten, da Weber (vgl. **27**) in den mit ihnen wechsellagernden Kalken Pentakriniten fand, ist das betrachtete Gestein permo-karbonischen Alters, wahrscheinlich karbonisch.

Lagen mit granoblastischer bis lepidoblastischer Struktur, die wesentlich aus schwach undulös auslöschendem *Quarz* und feinlamelligem, parallel der Schieferung orientiertem *Chlorit* und *Serizit* bestehen, wechseln mit Lagen, in denen *kohlige Substanz* und Chlorit vorherrschen. Die Textur ist schlierig gefältelt. Zwischen den kohligen Schichtchen ist neben kohliger Substanz ganz akzessorisch Turmalin, in schlanken Prismen und auch in schlecht umgrenzten Individuen, feststellbar. Außerdem wurden als Akzessorien beobachtet Apatit, Zirkon, Rutilkörner, Magnetit, Limonit.

In den glimmerreichen Lagen kommen auch größere Muskovitblättchen vor. Zum Teil zeigen die Glimmerblättchen deutlichen, wenn auch schwachen Pleochroismus farblos bis hellbraun; es liegt also wohl ausgebleichter Biotit vor. Der Chlorit ist 2axig positiv, hat ziemlich großen Axenwinkel. Die Adsorption ist $n\gamma$ grüngelb, $n\alpha$ hellgelb Es ist also Klinochlor. Größere Quarze zeigen durchweg kataklastische Auslöschung und zum Teil Böhmsche Streifung. An Quarzporphyroklasten wurden Auslöschungsdifferenzen bis zu 40° gemessen.

Konglomeratische, feste bis schiefrige Psammitgneise und Serizitschiefer spielen eine große Rolle im Somvixer Zwischenmassiv. Während die Unterscheidung im Handstück und Dünnschliff meist leicht durchführbar ist, ist die Abgrenzung im Feld mit großen Schwierigkeiten verbunden. Es werden hier einige Typen auseinandergehalten, die in der Karte nicht gesondert eingetragen werden konnten.

Grobklastischer bis konglomeratischer Psammitgneis. Das betrachtete Gestein wurde an dem Seitenweg, der bei Crestlianders vom Alpweg Tenigerbad nach Sta Brida abzweigt, auf etwa 1500 m, etwa 20 m oberhalb der Brücke, geschlagen, also nahe der Grenze Sedimentzone-Zwischenmassiv. Die Struktur ist blastopsammitisch. In einem granoblastischen Grundgewebe von wesentlich Serizit, Quarz und schwach serizitisiertem, zum Teil auch neukristallisiertem klaren Albit, der gelegentlich verbogene Lamellen und Spaltrisse zeigt, liegen einzelne größere Blätter von Muskovit und Quarzporphyroklasten, die in ihrer Anordnung eine schwach lentikular schiefrige Textur bedingen. An Akzessorien sind Zoisit, Apatit und Granat zu bemerken.

Die Quarze zeigen durchgehend kataklastische Auslöschung, sehr häufig mehr oder weniger reihenförmig angeordnete Staubpünktchen, die zuweilen parallel der Prismenzone orientiert erscheinen, und Böhmsche Streifung. Über diese Pressungserscheinungen bei Quarz wird weiter unten noch berichtet. Relikte von ziemlich gut abgrenzendem, feingranoblastischem Quarz und feldspatreicheren Partien lassen das Gestein als Konglomeratgneis erscheinen. Bei den weiter unten beschriebenen

Psammitgneisen wurden keine Relikte von Gesteinsgeröllen festgestellt. Der Entstehung nach ist jedoch kein großer Unterschied zu machen; in beiden Fällen handelt es sich um stark epimetamorphe Psammitgesteine.

Fester Psammitgneis. Die Struktur dieser festen, tonig riechenden Psammitgneise ist porphyroblastisch. Keine ausgesprochene Schieferung. Quarze mit ausgezeichneter kataklastischer Auslöschung greifen lappig ineinander. Mörtelkränze und Spaltrisse sind häufig. Die Risse im Quarz sind von als Chlorit, Serizit rekristallisierter toniger Substanz ausgefüllt oder von sekundärem Quarz verheilt. Die wechselnd stark serizitisierten Plagioklase zeigen eine Verbiegung der Zwillingslamellen, die meist etwa 6° beträgt. Untergeordnet tritt klarer, neugebildeter Albit-Oligoklas auf, der keine Zwillingslamellierung zeigt, hingegen zwei ausgesprochene Spaltbarkeiten aufweist.

Schiefriger Psammitgneis. Nach N gehen die festen Psammitgneise in ein mehr schiefriges Gestein über. Das mikroskopische Bild ist ähnlich, jedoch ist die Struktur kataklastisch und die Textur ziemlich deutlich lentikular schiefrig. An größeren Quarzen zeigen sich sehr schön Pressungserscheinungen:

felderweise undulöse und kataklastische Auslöschung,
Auslöschungsdifferenz meist um 8°;
reihenweise angeordnete, opake, punktförmige Einschlüsse;
Spaltrisse vorherrschend mehr oder weniger $\| n\alpha$;
Zweiaxigkeit, $2V$ = etwa 6—10°;
sehr deutlich Böhmsche Streifung, vorherrschend parallel $n\alpha$ und $n\gamma$.

Zur Seltenheit liegt Böhmsche Streifung auch in andern, deutlich von diesen beiden Orientierungen abweichenden Richtungen vor. So wurde an einem größeren Kristalloblasten Böhmsche Streifung nicht nur parallel einer Schar in der Richtung von $n\alpha$, sondern noch in einer zweiten Richtung festgestellt. In der vorliegenden Schlifflage, die nach der Doppelbrechnung zu schließen ziemlich genau der Prismenzone entspricht, bildet diese Böhmsche Streifung mit derjenigen parallel $n\alpha$ einen Winkel, der zwischen 30° und 37° gemessen wurde.

Der englamellige Plagioklas ist stark serizitisiert. Die Verbiegung der Lamellen beträgt meist 8—10°. Daneben liegt relativ frischer, wohl neugebildeter Albit-Oligoklas vor, der, ebenso wie im eben besprochenen festen Psammitgneis, keine Zwillingslamellierung, hingegen zwei scharfe Spaltbarkeiten zeigt.

Chloritisch-serizitische Bänder und Fetzen führen stellenweise etwas angehäuften Magnetit und Limonit, untergeordnet Zirkon, von dem auch größere, mehrfach zerbrochene Individuen beobachtet wurden. Vereinzelt finden sich größere Muskovitblättchen, auch als Einschluss in Quarz.

Der Chlorit (Prochlorit) zeigt grünlichen Pleochroismus. Seine Lichtbrechung ist ungefähr gleich der von Serizit. Die Muskovite haben zum Teil anomal tiefe Interferenzfarben; sehr deutlich war diese Erscheinung an einem Gestein, das auf zirka 1790 m am Val-Zavragia-Hang geschlagen wurde. Apatit und Zirkon sind häufige Übergemengteile, Rutil und Leukoxen treten nur spärlich auf, ebenso Epidot. Untergeordnet wurde gelegentlich auch Zinkblende festgestellt. Die Apatitxenoblasten, zum Teil relativ groß, weisen oftmals Zerreißungen auf. Fast durchweg zeigen sie punktförmige und leistenförmige Einschlüsse, in einem Falle waren sie parallel $n\alpha$ orientiert.

Psammitgneis mit aplitischen Relikten. Fester, etwas schiefriger Psammitgneis, der unter dem Mikroskop wesentlich eine porphyroklastische Struktur zeigt. Serizitlagen bedingen eine lentikular-schiefrige Textur, die jedoch nicht sehr ausgeprägt ist, da quer zu dieser Richtung, mehr oder weniger regellos, kleine Spältchen verlaufen, die von feinkörnigem Quarz verheilt sind. Kataklastisch auslöschender Quarz, oft mit Mörtelkränzen, Orthoklas, englamelliger, unfrischer Plagioklas und Muskovit bilden die Hauptmasse des Gesteins.

An einer Stelle des Schliffs zeigt sich sehr deutlich Reliktstruktur. Wir sehen da Orthoklas, Mikroklin, Perthit, Oligoklas, Quarz in durchaus granoblastischem Gefüge. Es liegen also aplitische Relikte vor; es bleibt jedoch ungewiß, ob es sich um nur durch die alpine Metamorphose veränderte Injektionen in den Psammitgesteinen handelt, oder ob aplitische Bruchstücke im Ursprungsmaterial

unserer Psammitgesteine vorlagen und mehrfache Metamorphose erlitten haben. Der mikroskopische Befund sowie das Auftreten im Gesteinsverband lassen uns eher letzterer Ansicht zuneigen.

Die Plagioklase des Gesteins zeigen fast durchgehend eine Verbiegung der Lamellen, in einem Falle wurde eine Verbiegung von 13° festgestellt. Bei einer 360fachen Vergrößerung löste sich diese Verbiegung noch nicht in eine Bruchreihe auf, hingegen wurden, abgesehen von der Verbiegung, noch Brüche festgestellt. Es wurde hier also eine (vielleicht nur scheinbare) maximale, homogene Lamellenverbiegung von 13° bei Albit-Oligoklas beobachtet, auf stärkere Beanspruchung erfolgte Reißen. Scheinbar homogen ist die Verbiegung insofern, als bei stärkerer Vergrößerung die Verbiegung sich vielleicht auch in eine Folge von Brüchen auflösen könnte.

Pegmatitische Relikte. Makroskopisch lassen sich große Feldspate und verriebene Muskovitblättchen erkennen. Das Gestein macht den Eindruck von einem stark verquetschten Pegmatit. Unter dem Mikroskop ist die Struktur nahezu homöoblastisch, jedoch sind die Plagioklase gänzlich in ein feines Serizitaggregat umgewandelt. Kleine Risse sind durch Quarz ausgeheilt. Einige der größeren Quarze haben Mörtelkränze. Die großen, schon makroskopisch sichtbaren Feldspate erweisen sich unter dem Mikroskop als *Mikroperthit*, der die Hauptmasse des Gesteins ausmacht. Der Mikroperthit enthält gelegentlich kleine, idioblastische Einschlüsse von Siderit, der meist etwas in Limonit umgewandelt ist, und untergeordnet Pyrit, mit Umwandlungsrändern von Hämatit, und Serizitschuppen. Die häufigen Risse, die zuweilen etwas gebogen sind, wurden durch schwach undulös auslöschenden Quarz ausgeheilt. Der *Quarz* löscht kataklastisch aus und zeigt zum Teil parallele Reihen punktförmiger Einschlüsse, vorwiegend parallel $n\gamma$.

Böhmsche Streifung ist zuweilen auch recht deutlich erkennbar.

Ein großer Quarz zeigt neben durchaus kataklastischer Auslöschung eine feine Böhmsche Streifung parallel $n\alpha$, in bezug auf welche die Auslöschung mehr oder weniger gerade ist, die Auslöschungsdifferenz beträgt immerhin 9°. Ein Spaltriß, längs dem dunkle Fremdmineralien angeordnet sind, verläuft genau senkrecht dazu, also parallel dem Prisma. Eine andere Schar reihenförmig angeordneter Einschlüsse bildet mit der Richtung des Spaltrisses einen Winkel um 67°. Im gleichen Quarz ist eine zweite Böhmsche Streifung zu sehen, die mit dem Spaltriß einen Winkel von ungefähr 60° bildet.

Quarzporphyr. Auf der westlichen Alp Nadèls steht in den Psammitschiefern des Zwischenmassivs ein etwa 15 m mächtiges Lager von Quarzporphyr an. Makroskopisch ist es ein ausgesprochen schiefriges Gestein mit milchigen Quarzkörnern. Unter dem Mikroskop zeigen sich im fein-lepidoblastischen Grundgewebe sehr große Einsprenglinge von mehr oder weniger einheitlich auslöschendem Quarz. Die Struktur ist blastoporphyrisch.

Das Grundgewebe besteht vorwiegend aus Quarz, der schwach undulös auslöscht, einem fraglichen Mineral und Serizitschüppchen, die in ihrer Anordnung eine schiefrige Textur bedingen. Das fragliche Mineral hat einen sehr kleinen Axenwinkel, es scheint nahezu einaxig und hat optisch negativen Charakter. Eine Bestimmung der Doppelbrechung ließ sich nicht ausführen. Jedoch konnte im Lockerpräparat zwischen α-Monobrombenzol und Zimtöl als Einbettungsflüssigkeiten ein Brechungsindex nach der Immersionsmethode bestimmt werden:

$$n\gamma = 1{,}571.$$

Das Mineral hat in unserem Gestein blätterigen bis schuppigen Habitus, die Auslöschungsschiefe $n\gamma$ zur Längsrichtung wurde zwischen 15° und 24° beobachtet.

Diese Werte sowie die übrigen beobachteten Eigenschaften lassen es möglich erscheinen, daß ein Mineral der Leverrieritgruppe vorliegt. Unter diesem Namen haben Larsen und Wherry (**45**) verschiedene wasserhaltige Aluminiumsilikate mit ähnlichen Eigenschaften zusammengefaßt. Die dazugehörigen Mineralien sind, in der Reihenfolge von steigendem Molekularverhältnis: $Al_2O_3 : SiO_2$, das von 1,86 zu 3,95 variiert:

Batchelorit
Kryptotil
Leverrierit (Frankreich)
Rektorit
Leverrierit (Colorado)
Delanouit.

Die Formel dieser Mineralien wäre $Al_2O_3 \cdot 2\ (\pm)\ SiO_2 \cdot 2^1/_2\ (\pm)\ H_2O$.

Zwischen dieser Formel und dem angegebenen Molekularverhältnis besteht eine Abweichung, die das Unsichere bezüglich des Chemismus der Leverrierite deutlich zum Ausdruck bringt.

Corbett (**12**) möchte der Leverrieritgruppe das verbreitete Mineral *Pyrophyllit* beifügen, dem die Formel $(SiO_4 \cdot SiO_2)\ \frac{Al}{H}$ zugeschrieben wird.

Dem Chemismus nach verwandt mit dieser Gruppe von Mineralien ist der 1924 von Kôzu, Seto Kinoshita neu beschriebene *Kochit,* dem die Formel $2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$ zukommen soll. Kôchit ist kubisch, sein Brechungsindex ist n = 1,590 (**42**).

In gewissen Sedimenten, metamorphen Gesteinen und in „vein material" ist, nach Corbett, Leverrierit ein wichtiges sekundäres Mineral. Es ist dem Muskovit sehr ähnlich, unterscheidet sich von diesem Mineral lediglich durch das Unwichtigsein von Kalium im Chemismus. Die Ähnlichkeit im optischen Verhalten geht so weit, daß es mit den gewöhnlichen petrographischen Methoden nicht möglich ist, Leverrierit und Muskovit sicher zu unterscheiden. Bei der Untersuchung von metamorphen Gesteinen auf Leverrierit müssen daher auch mikrochemische Methoden angewandt werden. Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Chemismus von Leverrierit und Muskovit ist das Fehlen von Kalium bei den Mineralien der Leverrieritgruppe. Es ist daher naheliegend, lediglich auf Kalium zu prüfen. Corbett (l. c.) schlägt dazu die mikrochemische Reaktion auf Kalium nach Boricky vor. Schüppchen des Minerals werden zur Rotglut erhitzt, dann auf mit Kanadabalsam bestrichenem Objektträger mit Kieselfluorwasserstoffsäure behandelt. Das Kaliumsalz ist kubisch und leicht kenntlich. Die Kieselfluorwasserstoffsäure bereitet man durch Auflösen von SiO_2 in Fluorwasserstoffsäure. In unserem Fall war eine saubere Isolierung des fraglichen Minerals nicht durchführbar. Daher wurden kleine Schüppchen, nach Glühen auf dem Platindeckel, möglichst gesondert auf dem Objektträger verteilt und mit einem Tropfen Kieselfluorwasserstoffsäure behandelt. Während die Reaktion bei Kontrollversuchen mit fein verriebenem Muskovit stets positiv ausfiel, waren bei unserem Material die scharf quadratisch bis rechteckig umgrenzten isotropen Kristalle nur bei einem Teil (etwa $^1/_3$) der Fälle zu beobachten.

Es ist somit wahrscheinlich, daß, neben Serizit, ein Mineral der Leverrieritgruppe vorliegt.

Nachstehend sind die optischen Eigenschaften in Frage kommender Mineralien, soweit bekannt, zusammengestellt (vgl. **44**). Kristallsystem rhombisch oder monoklin, Charakter negativ.

	$n\gamma$	$n\alpha$	$n\gamma - n\alpha$	2V
Leverrierit	1,602	1,558	0,044	$\pm 0^0$
—	1,600	1,555	(nach Stehen in Oel)	
Pyrophyllit	1,600	1,552		$57^0 - 0^0$
Muskovit	1,594	1,561		$\pm 40^0 - 0^0$
Leverrierit (Frankreich)	1,582	1,554	0,024—0,030	$0^0 - 50^0$
Jefferisit (Vermiculit)	1,560	1,54		$\pm 0^0$
Leverrierit?	1,548	isotrop		
— Colorado	1,516	1,470	0,045	
— Idaho	1,513	1,488	0,025	

Larsen und Wherry (**45**) fanden, daß die Brechungsindizes ziemlich erheblich schwanken, je nach der Einbettungsflüssigkeit und der Dauer der Einbettung, und daß das Wasser von gewöhnlicher Temperatur bis zu über 350^0 kontinuierlich abspaltbar ist; die Temperatur von 100^0—110^0 hat dabei keine besondere Bedeutung.

Die extremen Werte der Brechungsindizes sind nach Larsen und Wherry

$$n\gamma = n\beta = 1{,}515 \pm 0{,}005 \text{ bis } 1{,}602 \pm 0{,}003$$
$$n\alpha = 1{,}470 \pm 0{,}005 \text{ bis } 1{,}558 \pm 0{,}003$$
$$n\gamma - n\alpha = 0{,}045 \text{ bis } 0{,}044.$$

Die sukzessive Dehydratation bewirkte keine wesentliche Änderung der Brechungsindizes, ein Umstand, der zeigt, daß die kristalline Struktur mehr oder weniger unabhängig vom Wassergehalt ist, und daß tatsächlich Mineralien mit recht verschiedenem Wassergehalt der Leverrieritgruppe zugeordnet werden können.

Das untersuchte Mineral aus dem Quarzporphyr scheint wesentlich kleinere Doppelbrechung zu haben. Termier (**83**) beschreibt jedoch 1927 aus dem Erdölgebiet von Epinac makroskopisch feststellbaren Leverrierit, dessen optische Eigenschaften die gleichen seien, wie in seinen früheren Arbeiten bekanntgegeben; darin wurden Doppelbrechung zu 0,015 und, in einem andern Fall zu nicht größer als 0,007 bestimmt. Es läßt sich somit zur Zeit über die Mineralien der „Leverrieritgruppe" nicht viel genaueres aussagen.

Bei einem Teil der großen Quarzeinsprenglinge sind durch Resorption Ausbuchtungen entstanden, die durch feine, wirr liegende Serizitleistchen erfüllt sind. Ziemlich unregelmäßige Risse sind durch sekundären Quarz und Serizit ausgeheilt. Abgesehen von diesen Rissen wurden keine Pressungserscheinungen beobachtet, die Auslöschung ist einheitlich oder nur äußerst schwach undulös.

Akzessorisch tritt Limonit in gut umgrenzten, rechteckigen Aggregaten auf, wohl pseudomorph nach Pyrit. Ganz untergeordnet wurde auch Epidot festgestellt.

Gesteine aus der unmittelbaren Nähe der Erzgänge. Wir müssen hier unterscheiden zwischen (durch Infiltration) verändertem Nebengestein und (durch die alpine Metamorphose) verkneteten Erzgängen.

Ein typischer, schiefriger Serizitgneis mit Zinkblendeinfiltrationen findet sich auf Halde 1. Auffallend an dem Gestein sind die Festigkeit, die mit einer relativ starken Verquarzung in Zusammenhang steht, und hellgelbe Streifen und Flecken längs der nicht sehr ausgesprochenen Schieferung. Von den hellgelben Streifen wurden Lockerpräparate gemacht. Es zeigte sich, daß die hellgelbe Färbung von in feinfilzigem Serizit eingebetteter feinstkörniger Zinkblende bewirkt wird. Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur als porphyroblastisch. Feines Serizitaggregat und Karbonat bedingen eine schwach schiefrige Textur. Umgeben von fast granoblastischem Quarz, Serizit und Karbonat liegen große Porphyroklasten von Quarz, die stark kataklastisch auslöschen und zum Teil reihenförmig geordnete, opake Einschlüsse aufweisen (Magnetit?). Wo sich ein Axenbild machen ließ, zeigte sich Zweiaxigkeit der Quarze. Sehr feinschuppiges Serizitaggregat entspricht dem gänzlich umgewandelten Feldspat. Untergeordnet treten Chlorit und Limonit auf. Akzessorisch wurden Apatitxenoblasten, die zum Teil zerbrochen sind, und Zirkon festgestellt, der in kleineren Individuen durchaus idioblastisch ist, während größere schlechte Umgrenzung zeigen, wohl auch mehrfach zerbrochen und dann von hellgrünem, schwach pleochroitischem Chlorit umgeben und verheilt sind.

Zinkblende, dunkelbraun bis schwarz im durchfallenden, hellgelb im auffallenden Licht, ist akzessorisch längs feinen Rissen infiltrationsartig verteilt. Die Zinkblende macht in Schlieren und feinen Lagen die Schieferung des Gesteins mit und bringt diese, zusammen mit dem feinschuppigen Serizit, gut zum Ausdruck. Die Zinkblende verhält sich also scheinbar plastisch.

Klastomylonitischer Serizitschiefer aus der Nähe von verknetetem Quarz-Zinkblendegang.

Makroskopisch fallen im etwas fettig glänzenden Hauptbruch scharf umgrenzte, rundliche dunkle Flecken auf, die wohl aus Mn-Oxyd bestehen. Unter dem Mikroskop sehen wir in schuppigem Serizitgrundgewebe große Quarzxenoblasten liegen, die kataklastische Auslöschung und auch etwa Böhmsche Streifung zeigen. Mörtelkränze und mit sekundärem Quarz verheilte Risse sind auch zu beobachten.

Die Feldspate sind, soweit es sich bestimmen ließ, Albit-Oligoklas. Siebartig verteilte Einschlüsse von Serizit kommen nicht selten vor, sonst ist aber der größte Teil der Feldspate frisch, löscht nahezu einheitlich aus, zeigt wenig ausgesprochene Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung, und ist daher als Rekristallisationsprodukt anzusehen.

Muskovit, zum Teil sammelkristallisiert aus Serizit, zum Teil unregelmäßig gelagert und begrenzt, weist zuweilen anomal tiefe Interferenzfarben auf und löscht in größeren Individuen wellig aus. Limonit, fast farbloser Chlorit, Siderit (oft in wohlumgrenzten Rhomboedern) treten untergeordnet auf, ebenso Zinkblende, die längs der Schieferung fein verteilt erscheint und von rundlichen Apatitkörnern und Zirkonidioblasten begleitet ist. Ganz akzessorisch wurden fein verstreut auch Magnetit und Rutil festgestellt.

Dieses Gestein stammt von dem Psammitschieferzug, der unweit Halde 1 etwa E—W verläuft und zwei Moorbecken trennt. Sprengungen brachten hier Quarz-Zinkblende-Bleiglanzgänge zum Vorschein, die durchweg sehr stark beansprucht waren.

Auf Halde 8 wurde ein porphyroklastische Zinkblende führender Quarzit-Serizitschiefer geschlagen. Das Gestein hat lentikulare Textur, bewirkt durch Lagen von granoblastischem Quarz mit Porphyroklasten von Quarz, Karbonat und relativ frischem Albit-Oligoklas und Lagen von feinstschuppigem Serizit. In den serizitreichen Lagen ist Zinkblende, kenntlich an der hellgelben Farbe im auffallenden Licht, nicht selten. Wegen der hohen Lichtbrechung erscheint die Zinkblende dunkel, bei Einschaltung des Kondensors hellen jedoch die etwas größeren Körner braungelb bis gelblich auf. Die Zinkblende ist häufig von chloritisch-limonitischem Material (hellbraun bis olivbraun pleochroitisch) und, akzessorisch, von Apatitxenoblasten und Zirkonkörnchen, die meist in unmittelbarer Nähe des Erzes sind, begleitet.

Metamorpher Bleiglanz-Zinkblendegang (Halde 9).

Hauptgangart ist hier *Karbonat;* Quarz und Serizit treten etwas zurück. Das Karbonat (Kalzit, Dolomit) zeigt intensive polysynthetische Lamellierung. An den Lamellen lassen sich starke Pressungserscheinungen, Verbiegungen und kleine Translationen erkennen. Die Größenordnung der Verbiegungen ist im allgemeinen um 10°, es wurden jedoch weit größere Lamellenverbiegungen (bis zu 38°) gemessen.

Die Korngröße variiert stark, die mittlere Korngröße beträgt etwa 2 mm. Oft sind diese größeren Körner von einem Kranz kleinerer Individuen (zirka 0,05 mm Durchmesser) umgeben. Das Karbonat löscht schwach undulös aus. Der Karbonat-Erzgang liegt in feinem Serizitquarzit, der wesentlich aus granoblastischem Quarz besteht. Die Quarzindividuen greifen zum Teil lappig ineinander. Die Struktur ist undeutlich porphyroblastisch bis blastopsammitisch. Reliktische Partien mit gröberer Korngröße heben sich stellenweise scharf in dem feingranoblastischen Gewebe ab. Die größeren *Quarze* sind durch unregelmäßig verteilte, kleine opake Einschlüsse getrübt. Zuweilen ist nur die Zentralpartie durch Einschlüsse getrübt, während der Rand klar ist. Gelegentlich ist das Innere fast frei von Einschlüssen, die nur in einzelnen Punktreihen vorliegen, während in einem sich scharf von der Zentralpartie abhebenden Rand sehr zahlreiche kleine Einschlüsse auftreten, die zum Teil Zinkblende zu sein scheinen. In einzelnen großen Individuen wurde *Albit* festgestellt. Spaltrisse und Zerreißungen sind durch Karbonat, Quarz und Serizit ausgefüllt. Der Albit weist Spaltrisse ||010 auf, in bezug auf welche er eine maximale Auslöschung von 19° zeigt. Verzwillingung wurde nicht beobachtet. Der Albit ist nur schwach getrübt. Vereinzelte Züge von äußerst feinschuppigem *Serizit* führen akzessorisch etwas größere Blättchen von *Muskovit* sowie *kohlige Substanz* und Xenoblasten von Zirkon. Biotit und chloritisch-limonitisches Material mit Magnetit und Siderit schließen sich diesen serizitreichen Zonen an. Der Biotit zeigt starke Adsorptionsunterschiede: $n\gamma$ schwarz bis dunkelrotbraun, $n\alpha$ hellolivgrün.

Die Erze, die in diesem Karbonat-Erzgang liegen, sind *Zinkblende* und *Bleiglanz.* Die Zinkblende erscheint wegen der hohen Lichtbrechung dunkel, bei Einschalten des Kondensors ist sie hellgelb durchsichtig. Die Reflexionsfarbe ist lebhaft hellgelb. Es wurde eine schwache Spannungsdoppelbrechung festgestellt. Die Zinkblende liegt in unregelmäßig begrenzten Aggregaten vor, die, zusammen mit dem Bleiglanz, sich mehr oder weniger lagenartig im Schliff verfolgen lassen. Die Zinkblende enthält Einschlüsse von Bleiglanz, Karbonat, Serizit und Quarz und ist mit den gleichen Mineralien auch nach außen in Kontakt. Größere Körner von Quarz sind gelegentlich von Zinkblende, die sich bei der Metamorphose nahezu plastisch verhalten hat, umgeben.

In Zusammenhang mit der relativ leichten Löslichkeit von Zinkblende und mit Diffusionserscheinungen steht die feine, infiltrationsartige Verteilung von sekundärer Zinkblende, die auch hier beobachtet wurde. Zinkblende macht in dieser Verteilungsart die durch die tektonischen Beanspruchungen bedingten Verbiegungen scheinbar plastisch mit. Scheinbar insofern, als die durch Diffusionspräzipitation umgelagerte feine Zinkblende an und für sich an Orten geringeren Strains neu zur Ausfällung gekommen sein muß.

Indessen lassen sich an etwas dickeren Zinkblendekörnern auch Verbiegungen beobachten, obwohl im allgemeinen Rekristallisation und Druckzwillingsbildung vorherrschen.

Der Bleiglanz zeigt im Dünnschliff zuweilen scharfes Aneinandergrenzen von verschieden orientierten, verschieden reflektierenden Partien. Die Untersuchung des am Schliffrest ausgeführten Anschliffes im auffallenden Licht zeigt, daß es sich um, durch mechanische Beanspruchung bedingte, verschiedene Orientierung, Spaltausbrüche usf. handelt, und nicht, wie man etwa nach dem Verhalten im Dünnschliff anzunehmen geneigt wäre, um eine chemische Heterogenität. Seiner geringeren Löslichkeit entsprechend finden wir den Bleiglanz nicht in der fein infiltrativen Anordnung.

Bei den meisten der beschriebenen Gesteine zeigten die Quarze Pressungserscheinungen, und zwar wurden beobachtet:

undulöse und kataklastische Auslöschung,
zahnig-lappiges Ineinandergreifen, Mörtelkränze,
reihenweise geordnete, punktförmige Einschlüsse,
Spaltrisse,
Zweiaxigkeit,
Böhmsche Streifung,
scheinbare Zwillingslamellierung.

Undulöse Auslöschung ist bei den metamorphen Gesteinen der Epizone sehr verbreitet. Sie besteht in einer Inhomogenität der optischen Orientierung. Bei gekreuzten Nikols sehen wir die Auslöschung als Schatten wandern. Oft haben die Schatten längliche Form und verlaufen mehr oder weniger parallel, wie Draperien. Holmquist (**30**) fand an Quarzen von archäischen Gesteinen Schwedens, daß diese Schatten immer $n\gamma$ parallel verlaufen; an den Quarzen der beschriebenen Gesteine des Somvixer Zwischenmassivs bestätigte sich diese Beobachtung. Deutlich zeigt sich das freilich nur in Schnitten, die ungefähr parallel der Prismenzone liegen; Schnitte quer dazu zeigen verwickelte Schattenformen. Wir nennen die Auslöschung kataklastisch, wenn verschiedene, an sich schon mehr oder weniger stark undulös auslöschende Teile eines Quarzindividuums lappig-zahnig ineinandergreifen.

Die Elastizität von Quarz variiert stark zwischen Prisma- und Basisrichtung, in der Kohäsion hingegen gibt es nur kleine Unterschiede. Holmquist (l. c.) nimmt an, daß durch die Pressung die Quarze nach spitzwinklig sich kreuzenden Bruchflächen, die wahrscheinlich dem trigonalen Grundprisma $(10\bar{1}0)$ entsprechen, deformiert werden und außerdem die Spaltebenen häufig durch Querbrüche nach der basalen Gleitebene zerteilt sind. Die „undulöse" Auslöschung wäre durch das Zusammenwirken der vielen Gleitebenen bedingt und daher meistens nur scheinbar.

Durch Überanstrengung der Gleitfähigkeit sind die ziemlich häufigen Brüche entstanden, die meist ganz unregelmäßig verlaufen. Bei dem Quarzporphyr von Alp Nadèls W bilden die Bruchlinien in einigen der großen Porphyroblasten, die sonst wenig Pressungserscheinungen zeigen, scheinbare Rundungen.

Scharfe Spaltrisse wurden mehr oder weniger $\| n\alpha$, also parallel der Basis, und $\perp n\alpha$, d. h. parallel dem Prisma, beobachtet. Spaltbarkeit ist beim Quarz am häufigsten nach Rhomboeder und Prisma. Der Winkel der Spaltflächen im Mikroskop ist ungefähr $= 90^0$, d. h. gleich dem Rhomboederwinkel ($85^0\ 45'$), zuweilen auch $= 75^0$—78^0 (**30**).

Die Erscheinung der Spaltrisse ist oft mit dem Vorkommen von kleinen Einschlüssen verbunden, die als reihenweise angeordnete, opake Pünktchen sehr häufig in den Quarzen unserer Gesteine festzustellen waren. Zuweilen schienen die opaken Pünktchen parallel dem Prisma orientiert. Meist aber laufen sie in schiefwinklig sich kreuzenden Scharen und lassen keine Orientierung zu den optischen Bezugsrichtungen erkennen. Bei einem Serizitschiefer der Lukmanierschlucht war in einem Nest von umkristallisiertem, feinkörnigem Quarz sehr schön zu sehen, wie die Scharen von Einschlüssen in einer bevorzugten Richtung liegen, über die Körnergrenzen hinausgehen, unabhängig von der Orientierung der einzelnen Quarzindividuen. Dieses Gerichtetsein der Einschlüsse steht deshalb in Zusammenhang mit der Schieferung des Gesteins, jedoch ließ sich in dem betrachteten Fall, weil ein schiefer Schliff vorlag, nicht feststellen, in welcher Weise.

Einschlußreihen, die in bezug auf die einzelnen Quarzindividuen orientiert sind, kommen auch vor und sind dann etwa im engsten Zusammenhang mit der Böhmschen Streifung.

Die Böhmsche Streifung ist eine viel seltenere Erscheinung als die undulöse Auslöschung von der sie unabhängig ist. Eine genügende Erklärung läßt sich bis jetzt nicht geben.

Böhm (**8**) fand seinerzeit eine trübe Streifung. Fischer (**20**) betrachtet diese trübe Streifung als interne Reliktstruktur von stärker brechender, zwillingsähnlicher Streifung. In Gesteinen, die nach der dynamischen Beanspruchung noch umkristallisieren konnten, fand er nicht die stärker brechenden Streifen, sondern die trübe Böhmsche Streifung sensu stricto. In der Literatur werden die zwillingsähnliche Streifung und die Böhmsche Streifung s. str. meist nicht scharf auseinandergehalten. Wir wollen es hier auch nicht tun, um so mehr, als die zwei Erscheinungen nahe zusammenhängen, gelegentlich beide an Quarzen von Gesteinen unserer Zone festgestellt wurden.

Die Böhmsche Streifung besteht in „interpositionsreichen Schichten, die quer zu den Auslöschungsfeldern verlaufen und daher oft gebogen sind“ (**30**). Ihre optische Orientierung ist ± dieselbe, wie in der umgebenden Quarzmasse, meist scheint die Lichtbrechung etwas höher. Zuweilen soll ein kleiner Unterschied in der Doppelbrechung bemerkbar sein.

Fischer (**20**) stellt an zwillingsähnlichen Streifen von Quarzen von metamorphen Gesteinen folgendes fest: Die Streifungen sind immer sehr fein, bis unter $^1/_2\ \mu$ Breite, manchmal gerade, meist aber schwach gebogen und untereinander nicht genau parallel. Von den aufeinanderfolgenden helleren und dunkleren Streifen sind die ersteren höher licht- und doppelbrechend, und im Gegensatz zu den dunkleren nie durch Einschlüsse getrübt. Den Unterschied in der Doppelbrechung bestimmte G. Fischer an einem parallel der Hauptaxe getroffenen Individuum mit Hilfe des Berek-Kompensators zu 0,001. Stellt man unter gekreuzten Nikols ein gestreiftes Quarzkorn fast auf Dunkelstellung, so treten die hellen Streifen besonders deutlich hervor, da sie, wie Zwillingsstreifen, eine bestimmte Auslöschungsschiefe gegenüber dem übrigen Korn besitzen. Diese Auslöschungsschiefe bestimmte Fischer zu 3—4°, als maximalen Wert fand Fischer 5°.

Weitaus am häufigsten tritt Streifung subparallel der Basis (a-Streifung) auf, am deutlichsten bei den Körnern, deren c-Axe im Schliff liegt. Fischer beobachtete, daß bei Anwendung von Immersionssystemen die a-Streifung sich in zahlreichen Fällen in zwei Systeme von noch feineren Streifen auflösen, die die a-Streifen recht genau unter 45° schneiden. Diese 45°-Lamellen zeigen, wie die a-Streifen, eine mehrere Grad betragende Auslöschungsdifferenz gegenüber dem übrigen Quarzkorn. Fischer vermutet, daß auch die nicht auflösbaren Streifen aus submikroskopisch verwachsenen 45°-Lamellen aufgebaut sein könnten. In den Rhomboederstreifen konnte er in keinem einzigen Fall einen feineren Lamellenbau nachweisen. Quarzkörner, die ungefähr senkrecht zur c-Axe geschnitten sind, zeigen nur bei sorgfältigster Beobachtung erkennbare Streifensysteme, die sich annähernd unter 60° schneiden. Die Lage zu den Prismenflächen konnte nicht bestimmt werden. Fischer faßt seine Beobachtungen zusammen: „Durch mechanische Beanspruchung können im Quarz Streifensysteme hervorgerufen werden, die eine von der übrigen Masse bis zu 5° abweichende Orientierung ihrer Hauptaxe besitzen.“

Die Einlagerung dieser Lamellen entspricht ungefähr den Flächen (0001), $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}1)$, vielleicht auch noch stumpferen Rhomboedern. Mügge (**49**) deutet die Böhmsche Streifung als zufolge Translationsbewegungen im Quarz entstanden. Becke (**3**) schließt sich dieser Meinung an, gab aber früher als Erklärung unvollständige Ausheilung von Zerrklüften an. Die Streifen seien mit den größeren, in Reihen angeordneten Einschlüssen in Verbindung. Judd (**37**) und Milch (**48**) faßten die Böhmsche Streifung als echte, mechanisch erzwungene Zwillingsstreifung auf. Gegen diese Deutung wandte Mügge ein, daß die Streifen gelegentlich beträchtliche Abweichungen von der Basis zeigen, und daß es sich daher um Einlagerungen nach irrationalen Flächen handeln müßte. Fischer weist in diesem Zusammenhang auch auf die vom übrigen Korn abweichende Doppelbrechung hin (**20**, S. 211/212): „Wenn nämlich ein Quarzkorn parallel zur c-Axe geschnitten ist, ist keine Zwillingslamelle denkbar, die noch höhere Doppelbrechung aufweisen kann, und doch ist dies bei den besprochenen Streifen durchweg der Fall. Man hat teilweise den Spieß umgekehrt, und die Doppelbrechung der Streifen für normal erklärt, wogegen die übrigen Partien in ihrer Doppelbrechung herabgesetzt sein sollten infolge der vielen Flüssigkeitseinschlüsse, die sie, wenigstens stellenweise, trüben. Dagegen spricht jedoch, daß gerade die schwächer brechenden Partien vollkommen einheitliche Interferenzfarben zeigen, während die stärker brechenden Streifen in ihrer Doppelbrechung stark veränderlich sind. Diese erreicht ihren

höchsten Wert an Stellen, wo die Streifung der undulösen Auslöschung folgend stark verbogen ist.“ Fischer hält daher die Ansicht Mügges für zutreffend, der die höhere Doppelbrechung der Streifen auf Spannung, namentlich durch Torsion, zurückführt.

Holmquist (**30**) deutet die Böhmsche Streifung als Folge von Translationsbewegungen und nimmt an, daß der Quarz der Möglichkeit von Translationsbewegungen sowohl in der Prismen- wie in der Basisrichtung seine hohe Deformierbarkeit verdankt.

Am häufigsten ist die Böhmsche Streifung ± ||na, etwas seltener ± senkrecht dazu zu beobachten, hie und da verläuft sie in einer anderen Richtung. An dem Quarz eines schiefrigen Psammitgneises von Alp Nadèls wurden zwei Böhmsche Streifungen festgestellt: eine ||na, die andere bildete zu dieser Richtung einen Winkel, der zwischen 30—37° gemessen wurde. Die Beobachtung, daß die Böhmsche Streifung vorherrschend parallel der Basis, seltener parallel dem Prisma und ganz selten in anderer Richtung verläuft, stützt die Annahme, daß sie mit Translationsbewegungen zusammenhängt. Künstlich angebrachte, hohe Drucke ergaben jedoch nach Mügge und Rose (vgl. **30**) keine Spur von Translation. Vielleicht ist es die lang andauernde Beanspruchung, die diese Deformation ermöglicht. Eine interessante Beobachtung von Storz, die an unseren intensiv epimetamorphen Gesteinen freilich nicht verifiziert werden konnte, wird vielleicht zur prinzipiellen Deutung der Böhmschen Streifung beitragen. Storz (**79**) untersuchte eingekieselte Sandsteine im Dünnschliff. Er stellt fest, daß Böhmsche Streifung und zwillingsähnliche Streifung am Quarz im wesentlichen auf zwei Arten zu erklären versucht werden, nämlich durch

I. Umorientierung von primärer Quarzsubstanz längs Bewegungsflächen;

II. Ausheilung von Spaltklüften durch sekundäre Kieselsäuresubstanz.

Storz bezeichnet letzteren Vorgang (II) als Einkieselung im übertragenen Sinn. Zum ersten Fall nimmt Storz noch die Möglichkeit an, „daß man annimmt, daß längs den Bewegungsflächen die primäre Quarzsubstanz eine Gitterdeformation erleidet, so daß man von der Ausbildung eines gespannten Raumgitters sprechen kann“. Aus der Beobachtung, daß der einkieselnde Quarz der von ihm untersuchten Sandsteine undulöse Auslöschung zeigt, gelegentlich in den Quarzkörnern des Sandsteins auftretende Streifung jedoch nicht übernommen ist, kommt er zu der folgenden Betrachtung:

a) Undulöse Auslöschung führt er auf submiskroskopisches Brechen und nicht auf Deformation des Raumgitters zurück, da eine solche bei der Ankristallisation kaum übernommen werden könnte;

b) Streifung im Quarz als Ausheilung von Bruchspalten hält er für wenig wahrscheinlich, hingegen führt er sie auf Deformation im Feinbau der primären Quarzsubstanz zurück, da sonst, ebenso wie bei der undulösen Auslöschung, Unterschiede in der Orientierung der kristallinen Substanz von dem ergänzenden Zement übernommen sein müßten.

Wir fassen die Böhmsche Streifung als im wesentlichen durch Translationsbewegungen bedingt auf (Holmquist, l. c.), dafür scheint die Orientierung (vorherrschend parallel na, gelegentlich senkrecht dazu, selten in einer anderen Richtung) zu sprechen. Die Annahme einer Gitterdeformation (Storz, l. c.) ist jedoch nicht außer acht zu lassen. Die zwillingsähnliche Streifung, von der wir eine Abbildung geben (Taf. II, Fig. 4), halten wir im Prinzip der Böhmschen Streifung s. str. so nahe verwandt, daß die von Fischer (l. c.) vorgeschlagene Unterscheidung zwischen zwillingsähnlicher Streifung und Böhmscher Streifung s. str. für die Beurteilung der Entstehung dieser Streifungen zunächst nicht wesentlich scheint. Fischer faßt die trübe Böhmsche Streifung als Relikt der zwillingsähnlichen, klaren Streifung auf. Diese Annahme scheint durchaus verständlich, jedoch konnte seine Beobachtung, daß die zwillingsähnliche Streifung in Quarzen, die nach der Metamorphose Gelegenheit zur Umkristallisation hatten, nicht auftritt, hier nicht verifiziert werden. In Quarzen aus Serizit-Psammitgesteinen des Somvixer Zwischenmassivs wurden beide Arten von Streifungen festgestellt, ohne daß wir von vornherein aussagen könnten, ob die Quarze, die nach der Metamorphose, auf welche die Streifung zurückgeht, rekristallisiert sind, nochmalige Metamorphose erlitten haben oder nicht. — Die Verhältnisse liegen hier etwas komplizierter, weil die Gesteine polymetamorph sind. Die Annahme hat jedoch eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß die trübe Streifung (Böhmsche Streifung s. str.) von einer alten Metamorphose, die klare, zwillingsähnliche Streifung von der alpinen Metamorphose herrührt.

D. Die Erze.

An makroskopisch bestimmbaren Erzen sind von den Erzgängen der Alp Nadèls bekannt: *Bleiglanz, Zinkblende, Antimonit* und *Fahlerz*. Dazu kommen mikroskopisch *Kupferkies, Pyrit* und *Argentit*. Antimonit ist auf Alp Nadèls selten. Die typische Vergesellschaftung ist durch das Zusammenvorkommen von Bleiglanz und Zinkblende gegeben, mit Quarz, Karbonat und gelegentlich auch Chalzedon als Gangarten.

Die Erze treten wesentlich in linsig verquetschten Quarz-Karbonat-Erzgängen im Serizit-Psammitgneis des Zwischenmassivs auf. Zinkblende kommt auch in milchigen Quarzgängen vor, die bis 2 m Mächtigkeit erreichen (Stollen 6). Seltener finden wir Zinkblende und Bleiglanz in meist nur wenige Zentimeter breiten Gängchen von mattem, lagigem Chalzedon.

Die *Zinkblende* fällt durch ihre hellgelbe Farbe auf. Vielfach ist sie durchscheinend, gelegentlich in einzelnen Individuen, die jedoch kristallographisch nicht bearbeitbar waren, durchsichtig. Unter dem Opakilluminator ist, was die Einschlüsse anbetrifft, kein Unterschied zwischen Zinkblende von verschiedenen Fundstellen auf Alp Nadèls und von verschiedenen Auftretensformen (Quarz-Karbonat-Erzgänge, Quarzgänge, Chalzedongänge) zu beobachten. Außer Bleiglanz und Gangart, hauptsächlich Quarz, zeigt die Zinkblende von Alp Nadèls nur wenig Einschlüsse, die erst bei sehr starken Vergrößerungen zu sehen sind. Es sind dies Kupferkies und ein hellgelblich reflektierendes Erz, wahrscheinlich Antimonit. Der *Kupferkies* wurde in kleinen, unregelmäßig linsig begrenzten Partikelchen festgestellt. Eine regelmäßige Orientierung der hier recht seltenen Kupferkieskörnchen, wie sie gelegentlich bei Kupferkiesentmischungströpfchen in Zinkblende festgestellt werden kann, liegt nirgends vor. Es ist genetisch von Bedeutung, daß Kupferkies auf Alp Nadèls als Einschluß in Zinkblende nur sehr spärlich auftritt.

L. P. Teas (**81**) untersuchte etwa 200 Anschliffe von Zinkblende von 43 verschiedenen Lokalitäten, deren Lagerstätten er nach genetischen Gesichtspunkten einteilt in:

I	Kontaktmetamorphe Lagerstätten	Silver City (N. M.), Kelly (N. M.), Silver Bell (Ariz.), Bingham (Utah)
II	„Deep vein zone“	Mineral (Va.), Edwards (N. Y.), Chestnut Yard (Va.), Broken Hill (N. S.), Roßland (B. C.)
III	„Intermediate vein zone“	Park City (Utah), Leadville (Colo.), Butte (Mont.), Red Cliff (Colo.), Red Springs (Colo.), Blue River (Ore.), Rye (Colo.), Slocan (B. C.), Freiberg (Sachsen), Clausthal
IV	„Shallow vein zone“	Ouray (Colo.), Goldfield (Nev.), Field (B. C.), Kapnik (Oesterr.), Kingston (Ont.)
V	„Meteoric Water Dep.“	Joplin (Mo.), Southwest (Wis.), Austinville (Va.).

Teas hat also vorherrschend nordamerikanische Vorkommen untersucht, seinen Beobachtungen kommt jedoch wahrscheinlich allgemeinere Gültigkeit zu. Teas fand, daß Kupferkies, in kleinen idioblastischen Flecken oder Leisten (stringers), nahezu immer in der von aszendenten Lösungen gebildeten Zinkblende gefunden werden kann. Die Menge der Kupferkieseinschlüsse ist dabei in direkter Beziehung mit den Druck- und Temperaturbedingungen der Bildung. 2′-Kupferkies, als kleine Flecken und Leisten wurde nicht festgestellt in von deszendenten Lösungen gebildeten Zinkblenden. 3′-Zinkblende scheint Silberverbindungen nicht in sichtbaren Mengen zu führen. 4′-Zinkblende von deszendenter Entstehung hat keinen bestimmten Platz in der Reihenfolge der gebildeten Mineralien. Die aszendente Ausscheidungsfolge fand Teas gewöhnlich: Pyrit—(Gangmittel)—Zinkblende – Kupferkies—Magnetkies – Bleiglanz—Fahlerz.

Teas hat in seiner Arbeit metamorphe Zinkblendelagerstätten nicht berücksichtigt. Wir werden eine gewisse Analogie, was Gehalt von Einschlüssen anbetrifft, zwischen metamorphen, rekristallisierten Erzvorkommen und Lagerstätten, die durch deszendente Lösungen entstanden sind, erwarten dürfen. Der verschwindend kleine Gehalt von Kupferkieseinschlüssen in der Zinkblende von Alp Nadèls steht durchaus in Einklang mit dieser Annahme.

Die helle Farbe der Zinkblende, die auf einen nur kleinen Fe-Gehalt deutet, steht jedenfalls auch in Zusammenhang mit Rekristallisation, d. h. Umlagerung.

Das Gefüge der Zinkblende kommt bei kurzer Anätzung (15″) mit schwefelsaurer Permanganatlösung, wie sie von Schneiderhöhn (**76**) angegeben wird, gut zum Vorschein. Es zeigt sich intensive polysynthetische Lamellierung nach dem Tetraeder, die Korngrenzen werden bei der Ätzung auch gut erkennbar. Die Struktur der Zinkblende ist der porphyroblastischen vergleichbar, in einer Grundmasse von durchweg schlecht begrenzten Zinkblendekörnern liegen einzelne größere Porphyroblasten (Taf. III, Fig. 1 und 2).

Gelegentlich konnte an den Lamellen eine schwache Verbiegung beobachtet werden.

Gelbbraune Überzüge auf Zinkblendehaldenstücken sind vielleicht *Greenockit.* Der Gehalt an Kadmium ist jedoch in der Zinkblende von Alp Nadèls gering (nach Lötrohrreaktion).

Das Auftreten des *Bleiglanzes* ist dem der Zinkblende durchaus analog. Bleiglanz ist indessen in den Gängen und Linsen von milchigem Quarz etwas seltener als Zinkblende. In dem wechselnd mehr oder weniger feinkörnigen Bleiglanz kommen etwas gröber kristalline Partien vor, die gelegentlich kleine Drusen enthalten.

Unter dem Opakilluminator fallen uns zunächst die bezeichnenden dreieckigen Spaltausbrüche auf, die der sehr leichten Spaltbarkeit parallel dem Würfel entsprechen. Die Spaltausbrüche haben in demselben Individuum alle gleiche Orientierung und gleiche Winkel, es lassen sich somit, wenn auch nicht überall deutlich, durch sie die Korngrenzen extrapolieren. Elektrolytische Ätzung mit HCl bewirkte einen nicht haftenden Niederschlag, unter dem die Struktur nicht zum Vorschein kam.

Außer Spaltausbrüchen, die zum größten Teil bei der Herstellung des Anschliffes entstanden sind, zeigten einige Präparate auch Spaltrisse, längs denen häufig eine leichte Umwandlung in Karbonat stattgefunden hat (Taf. III, Fig. 4). Ätzung mit konzentrierter HNO_3 bewirkt Schwärzung durch fein ausgeschiedenen Schwefel, silberhaltige Mineralien werden durch diese Ätzung nicht angegriffen; man verwendet daher meistens diese Methode, um silberhaltige Mineralien in Bleiglanz sichtbar zu machen. Der Bleiglanz von Alp Nadèls enthält danach silberhaltige Mineralien, die nach der Ätzung mit HNO_3 erkennbar werden und zwar als punkt- und leistenförmige Einschlüsse (Taf. III, Fig. 3). Derartige Einschlüsse werden von Schneiderhöhn (**76**) als Argentit, seltener als Silberfahlerzentmischungen gedeutet. Ramdohr hält die Einschlüsse eher für Fahlerz (**69**).

Im Bleiglanz von Alp Nadèls sind die unregelmäßig, perlschnurartig angeordneten Einschlüsse als Entmischungen, die mit einem „primären" Ag-Gehalt zusammenhängen, anzusehen. Anreicherungen der Zementationszone, wie wir solche im Vorkommen von „Sul Rhein", Ruis, beobachten können, zeigen sich meist durch unregelmäßig, mehr oder weniger lappig begrenzte größere Flecken, die gelegentlich den Korngrenzen folgen. Auf diesen Einschlüssen an Ag-Mineralien beruht der Silbergehalt der Erze von Alp Nadèls, den man einstmals versuchte bergbaulich auszunützen. Nach dem mikroskopischen Befund ist der Ag-Gehalt in den untersuchten Bleiglanzstücken schätzungsweise etwa 0,01 %. Nähere Bestimmung schien nicht nötig, um so mehr, als an einen Abbau heute nicht zu denken ist.

Wo Bleiglanz und Zinkblende aneinandergrenzen, erscheint meist die Zinkblende in buchtigen Formen vom Bleiglanz korrodiert. Die Zinkblende scheint etwas früher rekristallisiert zu sein als der Bleiglanz. Bleiglanz kommt gelegentlich als Einschluß in Zinkblende vor, Zinkblende wurde indessen auch in Bleiglanz festgestellt.

Kenngott erwähnt *Antimonit* von der Alp Nadèls. Ich habe weder anstehend, noch als Haldenprodukt Antimonit gefunden. Antimonit ist jedenfalls ein seltenes Mineral auf Alp Nadèls. Vielleicht sind frühere Fundstellen in den großenteils eingestürzten Stollen jetzt unzugänglich. Die von Kenngott erwähnten Stücke befinden sich in der Sammlung des Naturhistorischen Museums in Chur. (Die Etikettierung gibt keinen Anlaß anzunehmen, daß die Ortsangabe ungenau sei.) Die Stücke zeigen zum Teil Bleiglanz neben derbem, lamellarem Antimonit. Die Lamellenbreite beträgt etwa 2 mm, Länge durchschnittlich 2—4 cm. An einigen Stufen ist der Verband mit Serizit-Psammitgneis erhalten. Stücke mit der Vergesellschaftung Antimonit-Zinkblende liegen nicht vor.

Auch *Fahlerz* ist früher gelegentlich in makroskopischen Stücken gefunden worden. Es handelte sich bei diesen Mineralien (Antimonit und Fahlerz) wohl um lokale, sekundäre Anreicherungen. Die mikroskopisch festgestellten Mineralien Kupferkies, Pyrit, Argentit, dazu vermutungsweise Antimonit, bieten nichts Bemerkenswertes.

E. Diskussion.

Die metamorphen Erzgänge von Alp Nadèls südlich Truns (Bündner Oberland) setzen nahe der Grenze zur Tavetsch-Nadèlser Sedimentzone in den Serizit-Psammitgneisen und -schiefern des Somvixer Zwischenmassivs auf. Die Erze liegen in stark metamorphen Gesteinen. Zwei Möglichkeiten wären denkbar: a) die Entstehung der Lagerstätte hat vor der letzten Metamorphose stattgefunden; b) während oder nach der letzten Metamorphose sind Erzlösungen längs Spalten, Rissen eingedrungen. Fall b kommt hier nicht in Frage, da die Erze selbst starke Druckwirkungen aufweisen. So zeigen kleine Chalzedon-Erzadern gelegentlich eine Rückfaltung im kleinen (Skizze Fig. 6).

Vereinzelt sind in der Trias (Rötidolomit) der Sedimentzone auch Bleiglanzfunde gemacht worden. Wenn diese Erzvorkommen in der Trias nicht mit sekundären Prozessen zusammenhängen, würde sich die Bildungszeit der Erzgänge von Alp Nadèls auf die Periode zwischen Trias und alpiner Metamorphose angeben lassen. Die wenigen Stücke von Bleiglanz in Dolomit von der Alp Nadèls, die sich im Bündner Naturhistorischen Museum in Chur befinden, machen aber eher die Annahme wahrscheinlich, daß der Bleiglanz hier sekundär eingedrungen ist.

Die Vergesellschaftung der Alp-Nadèls-Erzgänge ist im wesentlichen:

Quarz, Karbonat (Chalzedon)
Zinkblende, Bleiglanz
(Antimonit) (Fahlerz)
(Kupferkies, Pyrit, Argentit).

Die Erze, besonders die hellgelbe Zinkblende und der Bleiglanz, die im Gesamtbild vorherrschen, zeigen starke Pressungserscheinungen. Bleiglanz ist in der Regel plastisch deformiert, Translationsriefung parallel Würfelkanten ist sehr verbreitet. Daneben wurden mikroskopisch auch deutliche Spaltrisse in Bleiglanz festgestellt, längs denen Oxydationsprodukte gebildet sind.

Im Gegensatz zum Bleiglanz, bei dem wir jetzt lediglich plastische Deformationen sehen, sind bei der Zinkblende Blastese und Druckzwillingsbildung wichtig. Die Rekristallisation bewirkte eine Reinigung und eine nahezu vollständige Befreiung von Einschlußmineralien. Mit ihr hängt auch die auffallend hellgelbe Farbe zusammen (geringer Fe-Gehalt).

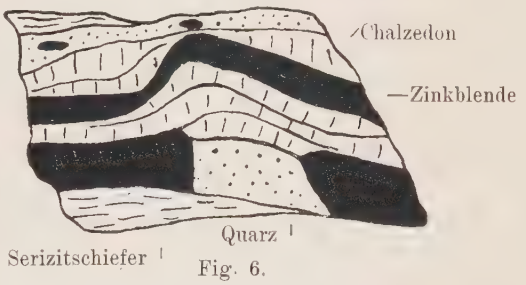

Fig. 6.

Kristalloblastese und mit Auflösung und Rekristallisation in Zusammenhang stehende Erscheinungen (Infiltrationen) bewirkten ein scheinbar plastisches Verhalten; die andauernde tektonische Beanspruchung hatte Kornvergröberung (porphyroblastische Struktur der Zinkblende) und Druckzwillingsbildung zur Folge. An den Zwillingslamellen sind zuweilen schwache, homogen-plastische Verbiegungen zu beobachten. Klastische Erscheinungen treten an der Zinkblende durchaus zurück.

Von einer Ausscheidungsfolge s. str. kann bei der Lagerstätte von Alp Nadèls nicht die Rede sein, in der kristalloblastischen Reihe ist Zinkblende etwas früher gebildet als Bleiglanz. Es scheint ziemlich sicher, daß der Bleiglanz sich zunächst auch tektonoblastisch verhalten hat, darauf weist vor allem das Angrenzen an die buchtig „korrodierte“ Zinkblende. Das lokale Auftreten von angereichertem Antimonit und von Fahlerz, wie sie früher offenbar gelegentlich gefunden worden sind, lassen auch auf eine Rekristallisation des Bleiglanzes schließen, da diese Mineralien primär teilweise wohl Einschlüsse im Bleiglanz waren. Wir haben also beim Bleiglanz nach der Tektonoblastese plastisches und klastisches Verhalten.

Eine direkte Evidenz für magmatische Herkunft der metamorphen Lagerstätte von Alp Nadèls fehlt. Diese wird jedoch wahrscheinlich:

a) wegen der Vergesellschaftung;
b) „ „ Lagerung (junger Granit im S);
c) „ „ Ausschaltung von Gegenargumenten.

Wir halten Verknüpfung mit dem Cristallinagranit für naheliegend.

Qualität, Menge und Auftreten der Erze sind ungünstig, so daß die Erzvorkommen von Alp Nadèls heute als nicht abbauwürdig zu bezeichnen sind. Die oft enge Verwachsung Bleiglanz-Zinkblende würde eine Aufbereitungsanlage nötig machen, die sich erst bei größeren Mengen rentieren könnte. Die Menge ist jedenfalls unzureichend, vor allem ist das Auftreten in unregelmäßig verquetschten Erzgangtrümern, die meist nur geringe Dimensionen erreichen, für einen Abbau ungünstig. Freilich erscheint es durchaus möglich, daß gelegentlich wieder lokale Anreicherungen von Antimonit und Fahlerz gefunden werden, die jedoch nur mineralogisches Interesse beanspruchen werden.

Die Lagerstätten bei Ruis-Andest.

Zusammenfassung.

In der Umgebung von Ruis (bei Ilanz) befinden sich nördlich und südlich des Rheins Erzlagerstätten mit unterschiedlichen Vergesellschaftungen.

Nördlich des Rheins:	Ual Schmuèr (Andester Tobel)	Bleiglanz, Kupferkies (Zinkblende, Pyrit)
	Alp Ranasca	Kupfererze analog Mürtschenalp
Südlich des Rheins:	„Sul Rhein“	Bleiglanz, Zinkblende
	Vivèr	Fahlerz.

Die genetische Zuordnung dieser im Verrukano liegenden Lagerstätten ist eine verschiedene. Es werden einige der unmittelbaren Nebengesteine der Erzvorkommen, so u. a. auch ein diabasähnliches Gestein aus dem Andester Tobel, und die Erzmineralien beschrieben. Der letzte Abbauversuch (Ual Schmuèr und „Sul Rhein“) wurde 1916 bis 1918 mit negativem Erfolg gemacht. Die Lagerstätten sind nicht abbauwürdig.

A. Ort. Geschichte. Literatur.

Die Kupfer-, Blei- und Zinkerzvorkommen bei Ruis befinden sich nördlich des Vorderrheins auf Alp Ranasca ob Panix und namentlich im Ual Schmuèr (Andester Tobel) zwischen Ruis und Andest (Fig. 7). Südlich des Rheins sind Erzvorkommen gegenüber Ruis, nahe dem Bahnhof, auf Rheinhöhe, und auf Obersaxen bekannt.

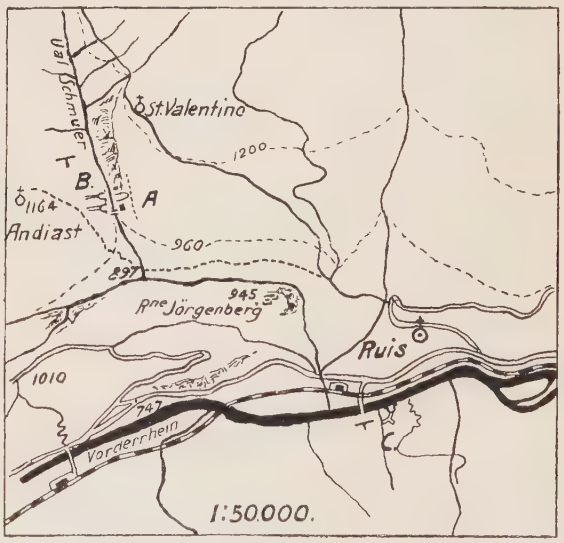

Fig. 7. Ruis-Andest.

Das Vorkommen von Alp Ranasca (Kupfererze analog Mürtschenalp) soll hier nicht besprochen werden. Die Lage der Erzvorkommen vom Ual Schmuèr sind auf dem Kartenausschnitt eingetragen (T. A. Siegfried, Blatt 405). Sie befinden sich etwa 3 km nordwestlich von der Bahnstation Ruis auf etwa 1000 m Höhe. Um zu den Erzvorkommen von *Ual Schmuèr* zu gelangen, folgt man der Straße die von Ruis nach Panix führt bis auf etwa 900 m Höhe. Hier zweigt, in westlicher Richtung, ein Weg nach Andest ab. Unmittelbar vor der Brücke über die Schmuèr zweigt der 1916 angelegte Weg zu den Stollen ab. Der Weg teilt sich bald in einen oberen und einen unteren Pfad. Der obere führt zu einer verfallenen Arbeiterhütte, der untere zu den weiter hinten im Tobel gelegenen Stollen. Beide Wege sind stark überwachsen, stellenweise durch Rutschungen und kleine Rüfen zerstört und lassen sich vielfach kaum als Spur feststellen, so daß der Zugang zu den Stollen heute recht unbequem ist.

Die Stollen auf der rechten Seite des Tobels (W, Andester Seite) sind, da die Brücke über die Schmuèr eingestürzt ist, schwer zugänglich.

Unweit vom Bahnhof Ruis befindet sich auf der rechten Rheinseite (S) der Stollen „*Sul Rhein*“. Dieser Stollen ist etwa 8 m lang und verfolgte offenbar einen Erzgang von wenigen Zentimeter

Mächtigkeit. Der Stollen liegt bei normalem Wasserstand etwa 1 m über dem Rhein. Bei Hochwasser ist der Stollen natürlich unzugänglich.

Man erreicht ihn am besten, wenn man (etwa 200 m nach der Brücke) auf dem Fußweg, der von der Ruiser Rheinbrücke nach E (Ilanz) führt, zum Rheinufer hinunter und diesem eine Strecke weit entlang geht. Der etwa 5 m lange, senkrechte Schacht, der vom Fußweg zum Stollen führt, ist in Verfall begriffen und bildet keinen bequemen Zugang.

Von den verschiedenen Erzvorkommen, die sich im Gebiet von Obersaxen (Sursaissa) befinden, soll hier nur das Fahlerzvorkommen von *Vivèr* erwähnt werden. Die Fahlerzlagerstätte von Vivèr liegt am Pardella-Steilabfall auf etwa 1180 m Höhe, südwestlich von der Station Waltensburg und nordwestlich von Vivèr. Von der Station Waltensburg kann man ein Stück weit den Weg nach Maierhof benutzen, dann, einer Spur folgend, direkt gegen Punkt 1189 gehen. Von dort aus gelangt man rechts (W) zu dem unmittelbar am Steilabfall gelegenen Eingang des Bergwerks. Es ist ratsam, sich begleiten zu lassen und ein Seil mitzunehmen. Das Seil wird bei den letzten 15 m, die etwas exponiert sind, und bei dem etwa 8 m tiefen, senkrechten Schacht, der den Zugang zu dem verzweigten Stollensystem bildet, nützlich sein.

Bergbau wurde im Gebiet von Obersaxen – Ruis – Waltensburg wahrscheinlich schon vor dem VIII. Jahrhundert betrieben. Sichere Angaben besitzen wir aber bis zum XV. Jahrhundert keine.

Eine der ältesten Urkunden des Grauen Bundes bildet eine Bergwerkordnung für die Herrschaft Rhäzüns und Jörgenberg. Um diese Zeit (Anfang XVI. Jahrhundert) muß im Gebiet von Obersaxen-Ruis lebhafter Bergbau betrieben worden sein. Im XVII. Jahrhundert und zu Anfang des XIX. Jahrhunderts sehen wir wieder Höhepunkte in der nur zeitweilig eingestellten Bergbautätigkeit. Eingehende sachliche Nachrichten liegen jedoch bis zur Abbauperiode des XIX. Jahrhunderts nicht vor.

1916 wurden von der Firma G. Weinmann & Cie., Zürich, nochmals Arbeiten unternommen, und zwar im Val Schmuèr und am Stollen „Sul Rhein". Im Archiv Maierhof (Obersaxen) liegt ein nicht unterfertigter Vertrag betreffend Konzession Vivèr; man scheint dann aber doch von einem Abbauversuch Abstand genommen zu haben.

Die Arbeiten der Firma Weinmann & Cie. wurden 1918 wieder eingestellt, der Erfolg war durchaus negativ. Obwohl P. Plattner ziemlich eingehende Angaben macht, war es schwer, die Situation der alten Baue zu erkennen. Ungefähr an der Stelle der alten Grube St. Johann wurden auf der östlichen (Ruiser) Seite des Tobels drei Stollen angelegt. Durch nordwärts gerichtete Querschläge wurden im Verrukano mehrere übereinanderliegende, Erz führende, 30—40° S-fallende Quarzlager erschlossen und im Streichen verfolgt. Die Erze waren Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Die neuen Baustellen auf der linken Seite entsprechen vermutlich dem von Fr. v. Salis (**71**) mit folgenden Worten beschriebenen Bau: „Im Andester Tobel wurden auf Ruiser Seite 85 Lachter durchs vorgeschobene Gebirge aufgefahren und ins Holz gestellt. Im Frühling 1809 drückte die vom Schneewasser schwer gewordene Erdmasse den Bau zusammen und der Direktor ließ ihn, ungeachtet man noch kein festes Gestein, geschweige denn ein erzführendes Lager erreicht hätte, aufs neue wieder herstellen und verbauen."

Auf der westlichen Seite sollen die analog gelagerten Erzvorkommen reicher gewesen sein. „Edlere Geschicke von silberreichem Fahl- und Buntkupfererz, sowie eine eigentümliche Art außerordentlich reicher Kupferkiese begleiten dort dem Berichte zufolge den gewöhnlichen Bleiglanz", schreibt Plattner (**66**). Die Markscheiderrisse aus der Zeit (XVI. bis XVIII. Jahrhundert) sind freilich nicht erhalten. Auf der rechten Seite (W, Andester Seite) sind Stollen Nr. 4 auf 77 m und Stollen Nr. 9 auf 45,5 m Länge getrieben und zwar gegen W, also ungefähr in der Streichrichtung. Es wurde dabei kein Erz angetroffen, obwohl nach den vorhandenen Berichten gerade auf der Andester Seite im Streichen reiche Erzlager gefunden worden sein sollen. So meint Fr. v. Salis (1863): „Der zuverlässigste Angriffspunkt ist auf der Andester Seite rechts neben dem Steg, wo häufige Schwefelkiese und Talkschiefer die Nähe des Lagers von Bleiglanz und brauner Blende verkünden." Die westliche Seite ist jetzt, da die Brücke eingestürzt ist, nicht zugänglich.

An Literatur ist lediglich der „Bericht über die Konzession Ruis bei Ilanz (Graubünden)" von Prof. C. Schmidt, Basel, Februar 1919, zu erwähnen. Ein Durchschlag des fünf Seiten langen Berichtes ist bei der Geotechnischen Kommission, Zürich, hinterlegt. Wir haben diesem Bericht einige

Angaben entnommen. Ferner liegt ein Bericht von D. Korda vor (zwei Seiten, ebenfalls bei der Geotechnischen Kommission deponiert). Diese Berichte waren für die Firma Weinmann & Cie. bestimmt. Sie wurden seinerzeit schon von Fehlmann (19) benützt. Neben diesen zwei Berichten, von denen nur der von Schmidt brauchbare Angaben (die hier übernommen worden sind) enthält, sind lediglich geschichtliche Mitteilungen in der Literatur zu finden.

Die geschichtlichen Arbeiten, auf die zum Teil hier verwiesen wurde, sind in der Einleitung angeführt worden.

B. Geologische Übersicht. Beschreibung der Lagerstätten.

Die Lagerstätten in der Umgebung von Ruis bei Ilanz liegen nahe dem südlichen Ende des gewaltigen Verrukanokomplexes der untern helvetischen Decken. Die lithologische Mannigfaltigkeit ist groß; wir treffen schiefrige und intensiv gefältelte Serizitphyllite, feste Serizitgneise, Konglomeratgneise (Ilanzer Verrukano), Quarzporphyrlager, dichte Quarzite, basische Einlagerungen, Quarz-Karbonat-Erzgänge.

Der Wechsel im Habitus ist besonders bei den phyllitisch-schiefrigen Gesteinen oft so rasch, daß wir den Eindruck einer vollständigen Monotonie erhalten.

Im mittleren Vorderrheintal (um Ilanz) fallen die bankig-schiefrig gelagerten Schichten ungefähr 30° nach S—SE, das Streichen ist etwa N 40° E.

Der Abbau von *Vivèr* liegt in „Ilanzer Verrukano", er bildet ein kompliziertes System von Stollen, Gängen und Schächten, die in verschiedenen Stockwerken unsystematisch angeordnet sind, und zum Teil an dem etwa 300 m tiefen Pardella-Steilabfall ins Freie münden. Das hauptsächliche Erzmineral ist hier ein silberarmes Fahlerz, das in unregelmäßig verlaufenden, verquetschten Quarztrümern auftritt. Leider war der Plan, den die Firma Weinmann & Cie. seinerzeit von dieser Lagerstätte hat aufnehmen lassen, nicht mehr erhältlich. Vom Eingang aus, den ein quadratischer, scharf ausgemeißelter, etwa 8 m tiefer, senkrechter Schacht bildet, sehen wir an verschiedenen Stellen des Steilabfalls, vor allem in der Nähe der Ausstiche der einzelnen Stollen, blaue und grüne Überzüge von vorherrschend Kupferoxydationsprodukten.

Der Stollen *„Sul Rhein"*, gegenüber der Bahnstation Ruis, verläuft in festem bis mehr schiefrigem, grünlichem Serizitschiefer. Es wurden einige den Schichten mehr oder weniger parallele Erzadern abgebaut, deren Mächtigkeit mehrere (etwa 10) Zentimeter beträgt. Dichte, mattgrünliche, quarzitische Lagen und bis zu 10 cm breite Dolomitgänge fallen im Nebengestein auf. Die Erze sind vorherrschend Bleiglanz und hellgelbe Zinkblende, die Gangart wesentlich Quarz.

Die Stollen im *Ual Schmuèr* verlaufen in festem, quarzreichem, grünlichem Verrukano. Ihre Richtung liegt zwischen N 50° E und W—E. Der längste Stollen auf der östlichen Seite ist ungefähr 30 m lang, die längsten auf der W-Seite messen 77 bzw. 48,5 m. Die Stollen verlaufen horizontal. Man folgte bei ihrer Anlage offenbar Fahlbändern. In der Nähe der Bauhütte liegen in Menge Bruchstücke von diesen feinkörnigen, grauen, beim Anschlag nach Arsen riechenden Fahlbändern. In Zusammenhang mit den Fahlbändern, die meist etwa 10 cm mächtig sind, treten Effluoreszenzen auf: Gips ist bei den Ausblühungen im Ual Schmuèr viel verbreiteter als bei denen in der Lukmanierschlucht. Etwas nördlich (talaufwärts) der Bauhütte steht in einem kleinen Aufschluß (zirka 4×3 m) ein diabasähnliches Gestein an.

Die Erze sind vorherrschend Kupferkies und Bleiglanz, die in Adern im Verrukano auftreten. In Quarzlagen finden wir auch Fahlerz und Bornit. Auf der Blockhalde nördlich der Arbeiterhütte sind Stücke mit Bleiglanz-Kupferkies, häufig mit Kupferoxydationsprodukten, nicht selten. Bei Wiedereröffnung der Betriebe 1916 fand man auf dieser Halde größere Stücke mit Kupferkies-Bleiglanz, Platten bis zu 15 cm Dicke. Es wurden, nach einer Mitteilung von Ing. Chr. Killias, zirka 40 t solcher handgeschiedener Erze gewonnen. Das Material machte den Eindruck eines Haldensturzes aus einer früheren Abbauperiode, als man nur Edelerze suchte. Oberhalb dieser Halde geht das Gelände in eine flache, bewachsene Mulde über; die zusammengestürzten Stollen, von denen jetzt keine Spur zu sehen ist, befanden sich vermutlich dort. Die Erzvorkommen sind hier durchweg nur lokale, linsen- bis taschenförmige Anreicherungen, man versuchte deshalb gar nicht, das alte Vorkommen wieder aufzufinden. Die Ergebnisse der neuen Bauten waren im ganzen durchaus negativ.

C. Petrographische Beschreibung.

Aus der Mannigfaltigkeit der Verrukanogesteine seien nur folgende Typen herausgegriffen, die in der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätten auftreten:

Feinkonglomeratischer Verrukano (Ilanzer Verrukano),
grauer bis grünlicher Serizitschiefer,
Klinochlor-Quarzit,
diabasähnliches Gestein.

a) Feinkonglomeratischer Verrukano (Ilanzer Verrukano).

Makroskopisch quarzreiches, grünliches, heterogenes Gestein. Unter dem Mikroskop ist die Struktur blastopsammitisch. Lagen von feinschuppigem *Serizit,* granoblastischem *Quarz* und Akzessorien lassen die Textur schiefrig erscheinen. In dem feingranoblastisch-lepidoblastischen Gewebe, zwischen diesen gefältelt verlaufenden, glimmerreichen Lagen, sehen wir Porphyroklasten von *Orthoklas, Albit* und Quarz. Der Orthoklas ist unfrisch, meist ist er gelblich gefärbt und durch Zoisitaggregate getrübt. Angrenzend an Albit, der bis auf kleine Relikte zerstört ist, wurde Myrmekit festgestellt. Perthitische Entmischung wurde auch beobachtet. Der Quarz weist sehr starke Pressungserscheinungen auf. Die Auslöschung ist durchgehend stark undulös bis kataklastisch. Böhmsche Streifung ist nicht selten. An einem Quarzindividuum, das nur relativ schwache undulöse Auslöschung zeigt, beginnt unvermittelt eine sehr schmale Böhmsche Streifung $\| n\alpha$. Es ist nicht ersichtlich, weshalb diese Böhmsche Streifung in dem sonst einheitlich orientierten Quarz plötzlich absetzt.

Stellenweise lassen sich feldspatreichere, granoblastische Partien abgrenzen: Orthoklas-Perthit, Albit mit schwach undulöser Auslöschung. Randlich zu diesen grobgranoblastischen Partien liegen gelegentlich einzelne, zerrissene Feldspatindividuen.

Untergeordnet treten in dem feinschuppigen Serizitgewebe etwas größere Muskovitblättchen auf, ebenso Zoisit. Akzessorisch wurden Apatit und Zirkon festgestellt. Der Apatit kommt in klastischen Individuen und in kleinen, rundlichen Körnern vor, der Zirkon vorherrschend in kleinen Xenoblasten; zuweilen war in dem feinen Serizitfilz ein pleochroitischer Hof um Zirkon zu beobachten (Fundort Erzloch Vivèr).

b) Grauer bis grünlicher Serizitschiefer. Fundort (grauer Serizitschiefer) bei Stollen „Sul Rhein".

Makroskopisch im Hauptbruch seidig glänzend, oft ausgesprochene Kreuzfältelung, im Querbruch gefältelte Schieferung. Im Komplex der grauen Serizitschiefer beim Stollen „Sul Rhein" fallen bis zu einigen Zentimeter breite Klinochlor-Quarzitlagen auf.

Unter dem Mikroskop sehen wir ein feinfilziges bis poikiloblastisches Gewebe, in dem sich einzelne Porphyroblasten von rekristallisiertem, schlechtbegrenztem Albit schwach abheben, daneben Erzkörner, die bei ausgeschaltetem Analysator deutlich hervortreten. Das sehr feinfilzige Gewebe besteht wesentlich aus Quarz, Albit, Serizit und Chlorit, untergeordnet treten Karbonat, Zoisit, Apatit, Zirkon auf. Die dunkle Färbung ist bewirkt durch kleine Magnetitkörnchen, die teils unregelmäßig verteilt, teils längs Serizitschlieren angereichert sind.

Der Chlorit ist ein intensiv grüner Klinochlor. Die grünlichen Serizitschiefer aus dem Andester Tobel bieten mikroskopisch ein sehr ähnliches Bild.

c) Klinochlor-Quarzit.

Grüne, dichte, chalzedonähnliche Lagen, die meist 1—2 cm mächtig sind, treten beim Stollen „Sul Rhein" in den grauen Serizitschiefern auf. Unter dem Mikroskop ist die Struktur porphyroblastisch bis undeutlich blastopsammitisch. Die Textur ist kristallisationsschiefrig. Kristallisationsschiefrige Lagen von feingranoblastischem *Quarz,* mit schwach undulöser Auslöschung und untergeordnet Karbonat, Chlorit, Zoisitxenoblasten und Serizit, heben sich scharf von gröber granoblastischen Lagen ab, in denen *Klinochlor* ($n\alpha$ blaugrün, $n\gamma$ gelb) besonders auffällt. Parallel der Kristallisationsschieferung sind Klinochlorschüppchen entwickelt, auf sie geht die grüne Farbe des Gesteins zurück.

Von den fein- bis mittelkörnigen Quarzlagen lassen sich ziemlich scharf Relikte abgrenzen, die aus grobgranoblastischem Quarz, der starke Pressungserscheinungen aufweist, und Karbonat, das zwischen den Korngrenzen der verzahnt ineinander greifenden Quarze eingedrungen zu sein scheint, bestehen. Außer sehr stark undulöser Auslöschung und häufig sehr deutlicher Böhmscher Streifung, fallen in diesen Quarzen inhomogen verteilte Trübungen auf, die auf äußerst kleine Einschlüsse zurückgehen. Die Einschlüsse sind teilweise opak, zum Teil vermutungsweise Zoisit. Karbonat ist weit verbreitet, meist tritt es in idioblastischen Rhomboedern, die zum Teil Spaltrisse und Druckzwillingsbildung erkennen lassen, auf. Der Chlorit, ein Klinochlor mit ziemlich intensivem Pleochroismus, ist in feinen Schüppchen in den feingranoblastischen Quarzlagen sehr verbreitet. Bei nicht gekreuzten Nikols fallen im feingranoblastischen Quarzgewebe, durch ihre hohe Lichtbrechung, Körnchen und Idioblasten von Zoisit auf. In den Partien mit größerem Korn wurden auch größere Xenoblasten von Zoisit festgestellt.

Die übrigen Gemengteile bieten nichts Bemerkenswertes.

d) Diabasähnliches Gestein.

Nördlich der Blockhalde, nahe der Bauhütte im Andester Tobel, steht in einem kleinen Ausschluß ein hellgrünes, dichtes chloritisches Gestein an, in dem muskovitreiche Schlieren erkennbar sind. Das Gestein ist nicht ganz einheitlich, anderseits konnten Einschlüsse und Diskontinuitäten, die auf tuffogene Genesis schließen lassen würden, nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Unter dem Mikroskop ist die Struktur schwach porphyroblastisch, die Textur nahezu massig.

In einem Grundgewebe das wesentlich aus Chlorit besteht, liegen Porphyroblasten von Quarz und Akzessorien. Die Akzessorien sind Muskovit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Hämatit. Das Grundgewebe bilden ein feinfilzig engverzahnter Chlorit und in den Zwischenräumen einheitlich rekristallisierter Albit, der schwach undulös auslöscht. Etwas größere Chloritblättchen zeigen auch undulöse Auslöschung, ebenso sämtliche Quarzporphyroblasten. Der *Chlorit* des Grundgewebes ist ein Klinochlor (2axig positiv, nγ hellgrün, nα fast farblos). Der *Muskovit* zeigt stellenweise anomal tiefe Interferenzfarben. Gelegentlich sind kleine Reste von Sagenitgewebe erhalten, die darauf hindeuten, daß der Muskovit wohl sekundär nach Biotit ist. Um Zirkonmineraleinschlüsse in Muskovitfetzen sind hie und da pleochroitische Chlorithüllen zu sehen. Der *Turmalin*, nα hellgelb, nγ dunkelblaugrau, ist in einzelnen, gut begrenzten, meist sehr schlanken Prismen entwickelt. Der *Rutil* ist in Form von feinem Gewebe (Sagenitgewebe) nicht selten. Einzelne größere Körner sind vielleicht Sammelkristallisationsprodukte. Um xenoblastische Zirkonkörnchen sind zuweilen pleochroitische Höfe in Chlorit wahrzunehmen.

Die größeren Chloritfetzen sind optisch negativ, im Gegensatz zum Chlorit des Grundgewebes, der positiv ist. Im Grundgewebe liegt Klinochlor, die größeren Fetzen sind Pennin. Die Quarzporphyroblasten zeigen auffallend oft recht deutliche Böhmsche Streifung und starke Zweiaxigkeit. Pyrit, Hämatit, Leukoxen und die anderen Akzessorien treten zurück und bieten nichts Bemerkenswertes.

An einer etwas grobkörnigeren Stelle, die makroskopisch einer Chlorit-Muskovit reicheren Schliere entspricht, ist die Zusammensetzung nicht ganz die gleiche wie im Hauptteil: Hauptgemengteile sind hier Quarz, Chlorit und Feldspat; Nebengemengteile Muskovit und Karbonat; Akzessorien Magnetit, Ilmenit (Leukoxen), Rutil, Zirkon, Limonit.

Der *Quarz* zeigt auch hier auffallend oft deutlich ausgebildete Böhmsche Streifung ||nα, felderweise undulöse Auslöschung; Zweiaxigkeit und andere Druckerscheinungen sind regelmäßig zu beobachten.

Der Feldspat ist rekristallisierter *Albit*, Zwillingsbildung ist selten und zeigt dann gewöhnlich kleine Verstellungen und Verbiegungen. Der Chlorit ist wie oben beschrieben. Der Muskovit zeigt stark undulöse Auslöschung und vielfach anomal tiefe Interferenzfarben. Oft ist er parallel mit Chlorit verwachsen. Xenoblastisches Karbonat ist in den Zwischenräumen ziemlich verbreitet. Die Struktur dieser Partie ist nahezu granoblastisch. Die Deutung des Gesteins ist nicht leicht. Der Chemismus spricht für klastisch sedimentäre bis tuffogene Herkunft (s. Analyse S. 60).

Blumenthal (6) beschreibt einen Epidot-Chloritschiefer von Tamins, der offenbar eine gewisse Ähnlichkeit mit dem hier betrachteten Gestein hat. Die Textur des Epidot-Chloritschiefers von Tamins erscheint schiefrig durch ein Gewebe von Serizit, Chlorit und feinen Quarzlagen.

SiO_2	52,24								
Al_2O_3	18,67								
Fe_2O_3	4,67								
FeO	12,45								
MnO	Sp.								
MgO	4,33								
CaO	0,67	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*
Na_2O	0,10	159	33	62	2	3	0,87	0,33	0,33
K_2O	1,24								
H_2O+	5,82	*ti*	*h*						
H_2O-	0,09	0,62	60						
CO_2	Sp.								
TiO_2	0,34								
P_2O_5	Sp.								
	100,62								

Diabasähnliches Gestein (247)

Ual Schmuèr, nördlich Blockhalde bei der Bauhütte

Anal. C. Friedlaender

d = 2,92

Epidot, ein Hauptbestandteil des Gesteins von Tamins, tritt in unregelmäßigen Putzen auf; Magnetit oder Ilmenit sind reichlich vorhanden, Karbonat fehlt fast ganz. In diesem Gewebe liegen Feldspate, „ihrer Natur nach hauptsächlich Plagioklase, wie noch an einigen Zwillingsbildungen erkennbar ist". Eingedrungener Chlorit und Serizit durchsetzen diese Feldspate in feinstem Maschennetz. Der Chlorit ist nicht näher bestimmt.

Blumenthal hält klastische bis tuffogene oder sedimentäre Herkunft für wahrscheinlich, einerseits wegen der Übergänge in die grauen, fleckigen Verrukanoschiefer (Epidot, Chlorit, Feldspat treten hier fast ganz zurück, Quarz sammelt sich zu kleinen Häufchen, die Zwischenmasse enthält viel Erz, reichlich Karbonat, die Hohlräume ausfüllend), anderseits wegen der „zerrütteten" Feldspäte. Die Analyse dieses Gesteins, und eines bei Blumenthal miterwähnten ähnlichen Gesteins vom Valser Berg, seien hier vergleichsweise angeführt:

	I	II
SiO_2	50,45	43,41
TiO_2	1,13	1,69
Al_2O_3	14,31	16,62
Fe_2O_3	5,32	7,67
FeO	6,92	7,26
CaO	6,51	10,60
MgO	1,84	4,73
K_2O	1,08	0,46
Na_2O	3,84	3,70
CO_2	(8,31)	0,48
H_2O		2,11
	99,71	99,73

I P. Niggli, Grüner Schiefer, Tamins

II C. Schmidt, nach Scheid, Valser Berg

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	
153	36	39	21,5	13,5	0,17	0,21	0,55	I
99	22	43	26	9	0,08	0,32	0,60	II

Der Chemismus ist wesentlich verschieden von dem des Gesteins vom Ual Schmuèr. *fm* ist viel tiefer, *c* und *alk* bedeutend höher, *k* wesentlich kleiner. P. Niggli bemerkt zu den bei Blumenthal angeführten zwei Analysen, die Natronvormacht spreche gegen rein sedimentogenen Charakter. Mergel sind auch wegen geringem Mg- und Ca-Gehalt ausgeschlossen. Bei eruptiver Natur würde der Chemismus einem Diabas entsprechen. Die zutreffendste Erklärung in chemischer Beziehung sei die als Diabas bzw. Melaphyrtuff.

Bei unserem Gestein (Ual Schmuèr) lassen Chemismus ($al \geqslant c + alk$, k groß) und mikroskopischer Befund gleichfalls auf gemischte Entstehung, und zwar auf sedimentäres und tuffogenes Material schließen.

D. Die Erze.

Bei den hier erwähnten Erzvorkommen in der Umgebung von Ruis treffen wir folgende Vergesellschaftung;

Stollen „Sul Rhein“	braungelbe bis hellgelbe Zinkblende und Bleiglanz, oft eng verwachsen. Gangart Quarz;
Ual Schmuèr (E)	Bleiglanz, Kupferkies (Zinkblende), Bornit, Covellin, Fahlerz, dichte graue Fahlbänder aus wesentlich Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Quarz;
Vivèr (Obersaxen)	Fahlerz.

Die Vergesellschaftung von „*Sul Rhein*“ steht der von Alp Nadèls sehr nahe. Makroskopisch ist die *Zinkblende* braungelb durchscheinend, sie ist hier oft mit Bleiglanz dicht verwachsen.

Neben ziemlich viel kleinen Einschlüssen von Gangart enthält die Zinkblende von diesem Vorkommen häufig hypidioblastischen *Kupferkies*. Außer Kupferkies enthält die Zinkblende unregelmäßig begrenzten Bleiglanz und akzessorisch ein grünlichweiß reflektierendes, idioblastisches Mineral (rhombisch?), das wir für Enargit halten. Der *Bleiglanz* tritt im ganzen bei den Vorkommen von Ruis etwas zurück. Er zeigt Spaltausbrüche, Einschlüsse von buchtig bis unregelmäßig begrenzter Zinkblende und solche von *Fahlerz* bzw. Argentit. Die Einschlüsse von Fahlerz-Argentit sind etwas häufiger als bei denen von Alp Nadèls.

Die Kupferkieseinschlüsse liegen zuweilen den Korngrenzen Bleiglanz-Zinkblende folgend. Die Gangart ist wesentlich Quarz. In der Nähe von schmalen Klinochlor-Quarzitlagen herrscht die hellgelbe Zinkblende vor. Bleiglanz fehlt fast völlig. In den grünlichen und grauen Serizitschiefern, in denen die Erzgänge liegen, sehen wir zuweilen auch schmale Gänge und Linsen von grobkristallinem Dolomit und Adern von Quarz, in denen dunkelgrüner Chlorit lokal angehäuft ist.

Im *Ual Schmuèr* sehen wir in Stücken von der Blockhalde, nördlich und östlich von der Bauhütte, lediglich Kupferkies und Bleiglanz; Zinkblende wurde nicht festgestellt, tritt hier jedenfalls sehr zurück. In der Literatur wird braune Zinkblende von dieser Lokalität erwähnt (vgl. **19**).

Die Stücke die man jetzt findet zeigen Erzadern und -lagen von bis zu 2 cm Dicke. Bei Wiederaufnahme der Arbeiten durch die Firma Weinmann & Cie. (1916) wurden, nach einer Mitteilung von Herrn Ing. Killias, wesentlich erzreichere Stücke gefunden.

Der Kupferkies vom Andester Tobel zeigt makroskopisch schon Inhomogenitäten. Wir erkennen im frischen Bruch makroskopisch Quarzkörnchen, Limonit und Covellin. Durch kleine Hohlräume erscheint die Textur nahezu porös. Unter dem Opakilluminator sehen wir neben zahlreichen Einschlüssen von Gangart und etwas Pyrit stellenweise etwas größere Körner von Bornit, die rotviolettbraun reflektieren.

An der Gesteinsoberfläche spielen die Oxydationsprodukte von Kupferkies eine Rolle, es sind lediglich Limonit und Malachit.

Bei der Bauhütte liegen massenhaft rissig zersprungene Stücke von den grauen, dichten Fahlbändern. Bei den neuen Arbeiten ist man offenbar diesen Fahlbändern gefolgt, wir finden sie bei den Stollen und Probelöchern anstehend. Meist sind die Fahlbänder etwa 10 cm mächtig, sie liegen in der Schieferungsebene. Beim Anschlagen riechen sie nach Arsen. Unter dem Mikroskop sehen wir in einem Grundgewebe, das aus einer hellbraunoliven, hochdoppelbrechenden chloritischen Substanz und frischem, nur schwach undulös auslöschendem Quarz besteht, Erzkörnchen, die vielfach gut eigengestaltig sind. Es handelt sich um vorherrschend *Arsenkies* und *Pyrit*. In unmittelbarer Nähe dieser Fahlbänder treten Effluoreszenzen, ähnlich denen an der Lukmanierstraße, auf.

Gipskriställchen sind in zierlichen Aggregaten hier ziemlich verbreitet, daneben kommen auch lösliche Sulfate vor, die nicht näher untersucht wurden. Das im Ual Schmuèr untergeordnet auftretende Fahlerz wurde gleichfalls nicht näher bestimmt.

Das Fahlerz von *Vivèr* ist ein silberarmer *Tetraedrit*. Es wurden makroskopisch keine anderen Erze festgestellt. Unter dem Opakilluminator zeigt der hellgrau, ja fast weiß reflektierende Tetraedrit keine Einschlüsse außer Quarz. Andere Sulfosalze, die etwa im Fahlerz vermutet werden können, würden vielleicht bei geeigneten Ätzungen zum Vorschein kommen.

E. Diskussion.

Die Erzvorkommen in der Umgebung von Ruis bei Ilanz weisen, wie wir gesehen haben, verschiedene Vergesellschaftungen auf. Beim Stollen „Sul Rhein" haben wir die Zinkblende-Bleiglanz-paragenesis ähnlich Alp Nadèls. Die Zinkblende, hier meist braungelb, zeigt indessen vielfach auch die auffallend hellgelbe Farbe. Pyrit tritt hier vollständig zurück. Das Vorkommen besteht in stark beanspruchten Erzgängen. Infiltrationen im Nebengestein wurden nicht beobachtet. Gangart ist vorwiegend Quarz, untergeordnet Karbonat, das vorwiegend in erzfreien Lagen auftritt. Baryt, der von Schmidt (**73**) erwähnt wird, wurde nicht festgestellt. In der Nähe der Lagerstätte treffen wir hingegen gelegentlich kleine, bis 1 cm dicke, gestörte Erzadern mit vorherrschend Bleiglanz und Karbonat. Die Zinkblende vom Stollen „Sul Rhein" weist im Gegensatz zu der von Alp Nadèls ziemlich zahlreiche Einschlüsse von Kupferkies auf, die stellenweise schnurartig dem Kontakt von Bleiglanz-Zinkblende folgen. Die hier ebenfalls etwas häufigeren Einschlüsse im Bleiglanz (Argentit, Fahlerz) sind zum Teil unregelmäßig lappig begrenzt.

Es haben offenbar während oder nach der Rekristallisation sekundäre Prozesse eine Umlagerung dieser Mineralien bewirkt, von denen wir in den Erzen von „Sul Rhein" eine relative Anreicherung feststellen können. Pressungserscheinungen spielen auch hier eine bedeutsame Rolle. Die Erzgänge sind also jedenfalls präalpin. Über genetische Verknüpfung mit einer magmatischen Gesteinsabfolge, wie sie aus der Paragenesis und der Art des Vorkommens wahrscheinlich gemacht wird, haben wir keine bestimmten Anhaltspunkte. Ein Zusammenhang mit den Erzgängen von Alp Nadèls darf wohl angenommen werden.

Die Erzvorkommen von Ual Schmuèr und von Vivèr (Obersaxen) gehören zu den Lagerstätten im Verrukano, die nach ihrer Vergesellschaftung als metamorphe, telemagmatische bzw. hydrothermale Bildungen aufgefaßt werden können, ohne daß sie einer bestimmten magmatischen Abfolge zugeordnet sind.

Von den Fahlerzvorkommen von Vivèr können wir uns heute schwerlich ein richtiges Bild machen, weil wir keine Kenntnis davon haben, was für Mineralien früher in dem ausgedehnten Stollensystem gewonnen worden sind. Heute finden wir, anstehend in den Stollen und auf kleinen Materialhaufen, bloß Tetraedrit mit Quarz-Gangart und sekundäre Kupfermineralien, vorherrschend Azurit und Chalkantit.

Die Paragenesis im Ual Schmuèr war primär Kupferkies—Bleiglanz—Zinkblende—Pyrit. Es ist dies die in Verbindung mit intermediären bis sauren Intrusiva am häufigsten festgestellte Erzgangvergesellschaftung. Zinkblende tritt an dem Material, das man jetzt im Ual Schmuèr findet, durchaus zurück, in früheren Zeiten wurde aber offenbar „braune Blende" gefunden. Auch Pyrit ist jetzt nur spärlich vertreten. Es hängt dies jedenfalls mit den Löslichkeitsverhältnissen zusammen. Pyrit und Zinkblende gehören zu den relativ leichtlöslichen sulfidischen Erzen. Weigel (**90**) bestimmte durch Messung der Leitfähigkeit bei $18^0 \pm 0{,}003$, die Löslichkeit einer Anzahl kristallisierter Sulfide und fand u. a.:

	Mol pro 1—6	Rotationsdauer
Pyrit, Freiberg	48,89 10	24 Stdn.
„ künstlich	40,84	16 „
Zinkblende, Santander	6,65	5 „
„ künstlich	6,63	7 „
Bleiglanz, Freiberg	1,21	21 „
„ künstlich	1,21	20 „
„ durch Umwandlung von gefälltem PbS	1,18	23 „

Hand in Hand mit der Löslichkeit und der Umlagerung dieser Sulfide geht ihre Oxydation zu Sulfaten, wobei freie Schwefelsäure gebildet wird. Auf Vorgänge, die damit in Zusammenhang stehen

(**5**, S. 370) geht die Bildung der sekundären Kupfermineralien zurück, von denen hier Bornit und Covellin beobachtet wurden. Im Ual Schmuèr wurden auch Fahlbänder festgestellt, die ungestört und konkordant im Verrukano liegen und die daher vielleicht als mit der Sedimentation gleichaltrige, vulkanische Bildung („bedded vein") anzusehen sind.

In den sulfatischen Ausblühungen, die von der Verwitterung der Fahlbänder herrühren, tritt ein blaues, wasserlösliches Mineral auf, wahrscheinlich Chalkantit, das als das letzte Oxydationsprodukt von Kupferkies anzusehen ist. Die Fahlbänder haben mit der Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende-Pyrit-vergesellschaftung keinen unmittelbaren Zusammenhang. Sie bildeten daher bei der Wiedereröffnung der Betriebe im Jahr 1916 einen schwachen Anhaltspunkt für die Ansatzstellen von Stollen.

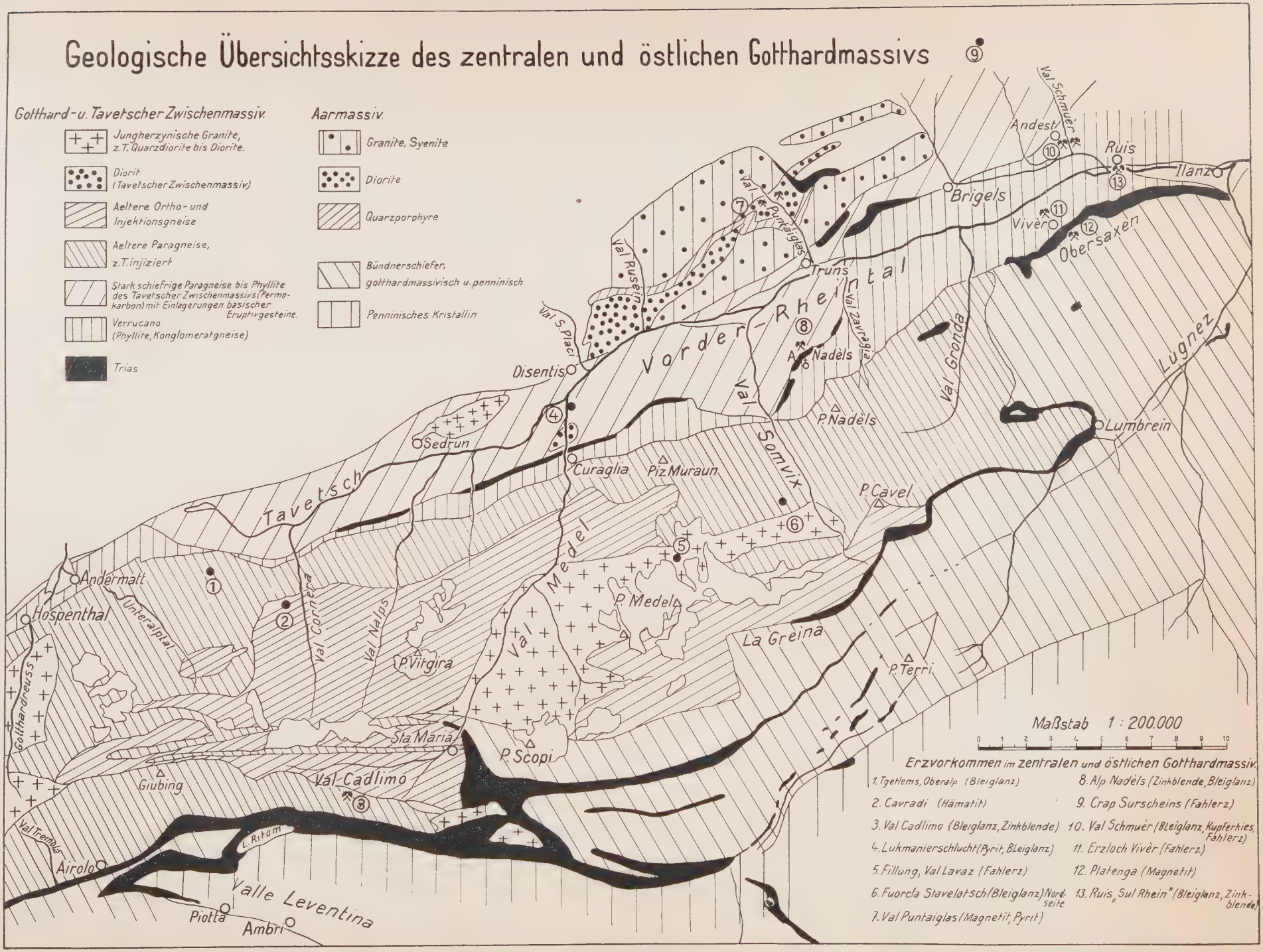
Geologische Übersichtsskizze des zentralen und östlichen Gotthardmassivs
Gotthard- u. Tavetscher Zwischenmassiv.
Jungherzynische Granite, z.T. Quarzdiorite bis Diorite.
Diorit (Tavetscher Zwischenmassiv)
Aeltere Ortho- und Injektionsgneise
Aeltere Paragneise, z.T. injiziert
Stark schiefrige Paragneise bis Phyllite des Tavetscher Zwischenmassivs (Permokarbon) mit Einlagerungen basischer Eruptivgesteine.
Verrucano (Phyllite, Konglomeratgneise)
Trias
Aarmassiv.
Granite, Syenite
Diorite
Quarzporphyre
Bündnerschiefer, gotthardmassivisch u. penninisch
Penninisches Kristallin
Maßstab 1 : 200.000
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
Erzvorkommen im zentralen und östlichen Gotthardmassiv.
1. Tgetlems, Oberalp (Bleiglanz)
2. Cavradi (Hämatit)
3. Val Cadlimo (Bleiglanz, Zinkblende)
4. Lukmanierschlucht (Pyrit, Bleiglanz)
5. Fillung, Val Lavaz (Fahlerz)
6. Fuorcla Stavelatsch (Bleiglanz) Nordseite
7. Val Puntaiglas (Magnetit, Pyrit)
8. Alp Nadèls (Zinkblende, Bleiglanz)
9. Crap Surscheins (Fahlerz)
10. Val Schmuèr (Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz)
11. Erzloch Vivèr (Fahlerz)
12. Platenga (Magnetit)
13. Ruis „Sul Rhein" (Bleiglanz, Zinkblende)
Vorder-Rheintal
Tavetsch
Val Medel
Val Somvix
Val Gronda
Lugnez
Obersaxen
Val Schmuèr
Andest
Ruis
Ilanz
Brigels
Vivèr
Truns
Val Puntaiglas
Val Rusein
Val S. Placi
Disentis
Sedrun
Curaglia
Piz Muraun
A. Nadèls
P. Nadèls
Val Zavragia
Lumbrein
P. Cavel
P. Medel
La Greina
P. Terri
Andermatt
Hospenthal
Unteralptal
Val Cornera
Val Nalps
P. Vitgira
Sta. Maria
P. Scopi
Val Cadlimo
Giubing
Gotthardreuss
Val Tremola
Airolo
L. Ritom
Valle Leventina
Piotta
Ambri

Fig. 8.

Überblick über die Erzvorkommnisse im zentralen und östlichen Gotthardmassiv.

Es wurden in dieser Arbeit einige Erzvorkommnisse vom Bündner Oberland besprochen. Über die geographische und geologische Lage orientiert die Übersichtsskizze Fig. 8. Als Grundlage diente die von R. Winterhalter (91) zusammengestellte geologische Skizze, aus der hier ein Ausschnitt, etwas vereinfacht und vervollständigt, wiedergegeben wird.

Außer den in dieser Arbeit behandelten Lagerstätten wurde in der Skizze eingetragen, was uns an Erzvorkommnissen aus dem zentralen und östlichen Gotthardmassiv bekanntgeworden ist. Zerrkluftvorkommen wurden dabei außer acht gelassen. Mineralvorkommnisse, die einstmals in Abbau gewesen sind, wurden mit einem Bergwerkszeichen, die anderen mit einem Kreuz bezeichnet.

Die Ubikation der Lagerstätten vom *Tavetsch* und vom *Val Medel* konnten nicht in Erfahrung gebracht werden.

Die Vorkommnisse von Puntaiglas, Alp Nadèls und Ruis-Andest wurden in dieser Arbeit eingehender besprochen. Das Magnetitvorkommen von *Puntaiglas* wird als metamorphe, kontaktpneumatolytische Bildung aufgefaßt, die mit der Dioritintrusion in Zusammenhang steht.

Die Lagerstätte liegt in und längs einer Sedimenteinquetschungszone im Diorit.

Von einem Erzstock sind durch den Abbau nur Spuren zurückgelassen worden. Heute sehen wir lediglich Imprägnationen im Nebengestein. Die Erzmineralien (Magnetit, Pyrit und untergeordnet Kupferkies) sind mit stellenweise ziemlich reichlichem Turmalin, Epidot und Hornblende vergesellschaftet. Der Magnetit zeigt Martitisierung, die offenbar in zwei Stadien stattgefunden hat. Von der Oxydation von Kupferkies stammen die akzessorisch festgestellten Bornit, Chalkozit, Covellin. Die alpine Metamorphose scheint keine sehr starken Umbildungen an den Erzmineralien bedingt zu haben. Es erklärt sich das wohl aus dem als Ganzes plastischen Verhalten der Chlorit-Serizitschiefer.

Das kleine Magnetkiesvorkommen vom Tirauntunnel bei *Darvela* östlich Truns ist in seiner Vergesellschaftung merkwürdig: Magnetkies, Pyrit, Karbonat. Wir halten es für ein vielleicht hydrothermal umgelagertes Differentiat des Puntaiglasdiorits.

Die metamorphen Erzgänge von *Alp Nadèls* führen in Quarz, Karbonat, Chalzedon als Gangart silberhaltigen Bleiglanz und durch ihre hellgelbe Farbe auffallende Zinkblende. Pyrit und Kupferkies treten nur akzessorisch auf. Die Lagerstätte befindet sich in den Serizit-Psammitgneisen und -schiefern des Somvixer Zwischenmassivs. Durch die alpine Metamorphose haben die Erzgänge starke Umbildungen erlitten. Bei der Zinkblende sind Blastese und Druckzwillingsbildung wichtig, beim Bleiglanz sehen wir jetzt lediglich plastische Deformationen. Tektonoblastese hat aber sehr wahrscheinlich auch beim Bleiglanz stattgefunden und ist jetzt nur durch die plastischen und die relativ seltenen klastischen Deformationen verdeckt.

Die Zinkblende ist durch die Rekristallisation von Einschlußmineralien fast völlig gereinigt. Auf einen ebenfalls mit der Rekristallisation in Zusammenhang stehenden, geringen Fe-Gehalt wird die hellgelbe Farbe zurückgeführt. Außer metamorphen Erzgängen werden Erzinfiltrationen im Nebengestein erwähnt, bei denen Zinkblende in feinster Verteilung vorliegt. Die Lagerstätte wird als metamorphe, hydrothermale Bildung betrachtet. Eine genetische Verknüpfung mit dem Cristallinagranit wird für wahrscheinlich gehalten.

Das Vorkommnis von *Ruis* „Sul Rhein“ hat eine ähnliche Paragenesis. Pyrit tritt auch hier vollkommen zurück. Mikroskopische Einschlüsse von Kupferkies, die in der Zinkblende von Alp Nadèls äußerst selten sind, kommen hier etwas häufiger vor. Die Zinkblende ist auch hier recht hell, wenn auch meist etwas bräunlicher als auf Alp Nadèls. Die metamorphen Erzgänge setzen im Verrukano auf.

Die Lagerstätte vom *Andester Tobel* (Ual Schmuèr) zeigt eine etwas andere Vergesellschaftung. Es wurden vorwiegend Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Fahlerz mit Quarz als wichtigster Gangart festgestellt. Bei dem letzten Abbauversuch (1916 bis 1918) wurden zunächst Haldensturzprodukte einer früheren Tätigkeitsperiode gewonnen, dann versuchte man auf beiden Seiten des Tobels erfolglos Erzkörper anzutreffen. Feinkörnige Pyrit-Arsenkies-Fahlbänder wurden ebenfalls hier gefunden. Sie liegen in bis etwa 10 cm mächtigen Lagen in der Schieferungsebene der Verrukano-Schiefer, ihre Lagerung scheint relativ wenig gestört zu sein.

Das Erzloch *Vivèr* ist ein Vorkommen von silberarmem Tetraedrit in Quarzgängen. Ein ausgedehntes und verwickeltes Stollensystem läßt erkennen, wie lebhaft der Abbau hier einst gewesen sein muß. Die Erzvorkommnisse von Ruis-Andest fassen wir als metamorphe, hydrothermale bis telemagmatische Bildungen der Bleiglanz-Zinkblende-Pyrit-Kupferkies-Fahlerz-Ganggruppe auf. Für die Zuordnung zu einem bestimmten Differentiationszyklus haben wir zu wenig Anhaltspunkte.

Bei der Beschreibung des Profils des Somvixer Zwischenmassivs an der Lukmanierstraße waren verschiedene kleine Erzvorkommnisse zu erwähnen, die in den Serizitschiefern und Phylliten des Zwischenmassivs anstehen. Auf der linken Seite (W) fallen kleine Gängchen mit Pyrit-Quarz-Turmalin auf. Auf der rechten Seite (E) ist die Vergesellschaftung Bleiglanz-Rutil-Quarz bemerkenswert. Es handelt sich dabei nicht um Zerrkluftbildung.

Auf der Übersichtsskizze wurden noch einige weitere, aus dem zentralen und östlichen Gotthardmassiv bekanntgewordene Erzvorkommnisse eingezeichnet. Eine Übersicht über die Vergesellschaftungen gibt die folgende Tabelle.

	Nummer der Skizze	Bleiglanz	Zinkblende	Kupferkies	Fahlerz	Pyrit	Magnetkies	Magnetit	Hämatit	Rutil	Quarz	Karbonat	Turmalin
Tgetlems	1	+									+		
Cavradi	2								+		+		
Cadlimo	3	+									+		
Lukmanierschlucht	4	+				+				+	+		
						+					+		+
Fillung	5				+						+		
Stavelatsch	6	+											
Puntaiglas	7			+		+		+					+
Darvela						+	+					+	
Alp Nadèls	8	+	+								+	+	
Crap surtscheins	9				+						+		
Ual Schmuèr	10	+		+		+					+		
Vivèr	11				+						+		
Platenga	12							+					
Sul Rhein	13	+	+								+	+	
Alp Ranasca					+						+	+	

Von *Tgetlems* (Oberalp) erwähnt E. Ambühl (2) ein kleines Bleiglanzvorkommen, das er auf 2090 m Höhe feststellte, bei einem späteren Besuch infolge Rutschung nicht mehr finden konnte. Er bringt das Vorkommen mit dem Baryt vom Pazzolabach in Zusammenhang und faßt es als hydrothermales Produkt der herzynischen Magmentätigkeit auf.

Auf das Hämatitvorkommen vom *Cavradi* (Val Cornera) soll in diesem Zusammenhang nur hingewiesen werden.

Im *Val Cadlimo*, und zwar auf dem Hochplateau des Corandoni (2662), zwischen Val Piora und Val Cadlimo, setzen, etwa 400 m nördlich der Wasserscheide, zwischen Punkt 2662 und 2640, in etwa 2550 m Höhe ü. M., mehrere Quarz-Bleiglanzgänge im Orthogneis auf (**43**, S. 544). Ich folge hier dem 1905 von H. Preiswerk abgefaßten Gutachten, das bei der Geotechnischen Kommission hinterlegt ist. Der Orthogneis streicht N 80° W und fällt mit 45° nach NNE ein. Er weist zahlreiche N 20° W streichende und 75° E fallende Klüfte auf. Die bedeutenderen dieser Klüfte sind oft mit Gangmasse, meist Quarz, gefüllt. In drei von diesen Klüften tritt Bleiglanz auf, und zwar entweder in Begleitung von Quarz oder aber der Bleiglanz bildet allein die Kluftausfüllung. Auf diesen drei Gängen sind Schürfungen ausgeführt worden. Der westlichste der Gänge ist der reichste. Das Bleierz ist durchschnittlich 2 cm mächtig und läßt sich an der Oberfläche etwa 5 m weit verfolgen. Etwa 2 m unter der Oberfläche hat die Schürfung eine linsenförmige Anschwellung bloßgelegt, das Bleiglanzlager erreicht dort eine Mächtigkeit von etwa 10 cm. Der Erzgehalt des mittleren der drei Gänge ist spärlich. Der östliche Gang weist nur ganz geringe Spuren von Erz auf. Der Bleiglanz hat einen schwachen Silbergehalt. Zinkblende wird von Preiswerk nicht erwähnt.

R. Winterhalter (**91**) fand in der NE-Ecke des *Fillung* (Val Lavaz) Arsen-Fahlerz und erwähnt Bleiglanz aus der Gegend der *Fuorcla Stavelatsch*.

Am *Crap Surtscheins*, etwa 2300 m ü. M., oberhalb Andest, befindet sich ein kleines Fahlerzvorkommen. Der genauere Ort der ehemaligen Grube zum Hl. Kreuz auf der *Alp Ranasca*, oberhalb Panix, ist in Vergessenheit geraten. Es handelt sich um ein Quarz-Karbonat-Fahlerzvorkommen. Diese Vorkommnisse stehen wohl alle mit hydrothermalen bis telemagmatischen Wirkungen der herzynischen sauren Intrusiva in Zusammenhang. Anders das Magnetitvorkommen von *Platenga* (Obersaxen), wo eine Magnetitanreicherung im Bündnerschiefer, nahe dem Kontakt zur Trias, zeitweilig abgebaut wurde.

Alle diese Erzvorkommnisse sind heute nicht abbauwürdig. Art, Menge und Auftreten der Erze, Ubikation der Lagerstätte, sind ungünstig und lassen eine wirtschaftliche Ausnutzung ausgeschlossen erscheinen. Durch Anwendung rationellerer Gewinnungsmethoden, insbesondere besserer Aufbereitungsmethoden, werden allerdings oftmals Lagerstätten bedeutsam, deren Abbau bei weniger geeigneten Methoden nicht wirtschaftlich war. Es mag dies, neben den offenbar ziemlich phantastischen Vorstellungen, die man einstmals über die Bodenschätze hatte, dazu beigetragen haben, daß, trotz der vielen Mißerfolge, immer wieder ein Abbau versucht wurde. Neue Stollen, Bohrungen wären petrographisch von Interesse und von diesem Gesichtspunkt aus sehr erwünscht, von einer Wiederaufnahme der Betriebe ist jedoch durchaus abzuraten.

Zusammenstellung der neuen Analysen:

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	51,37	57,04	67,29	49,49	47,28	52,24
Al_2O_3	14,80	13,26	13,81	17,07	16,10	18,67
Fe_2O_3	4,82	2,90	4,42	2,43	12,39	4,67
FeO	5,74	5,89	1,03	6,36	3,27	12,45
MnO	0,01	0,01	Sp.	0,02	0,00	Sp.
MgO	6,11	4,35	1,97	3,77	6,66	4,33
CaO	8,19	5,46	3,72	6,29	2,03	0,67
Na_2O	3,59	1,64	3,12	0,95	0,16	0,10
K_2O	1,47	1,08	0,85	2,60	3,90	1,24
H_2O+	1,92	3,92	1,62	5,10	5,62	5,82
H_2O-	0,06	0,16	0,11	0,12	0,00	0,09
CO_2	1,24	3,24	1,41	4,25	1,21	Sp.
TiO_2	0,91	1,00	0,42	1,01	0,34	0,34
P_2O_5	0,01	0,01	0,10	0,02	0,02	Sp.
S					0,45	
S = O					0,11	
$\sum$	100,24	99,96	99,87	99,48	99,62	100,62
d	2,90	3,17	2,76	2,78	2,88	2,92

I Diorit (152) vgl. S. 24, Lukmanierstraße vor Tunnel I,

II Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer (163) vgl. S. 27, Lukmanierstraße bei Tunnel I.

III Dioritaplit (212) vgl. S. 28, Lukmanierstraße vor Tunnel I,

IV Biotit-Albit-Paragneis (188) vgl. S. 29, nach Tunnel IV,

V Chlorit-Serizitschiefer (53) vgl. S. 13, Puntaiglas,

VI Diabasähnliches Gestein (247) vgl. S. 60, Ual Schmuèr.

Literatur.

1 *E. T. Allen, J. L. Crenshaw, I. Johnston,* Z. f. anorg. allg. Chem., 76, 1912, S. 201—277 und Z. f. anorg. allg. Chem., 78, 1914, S. 107—149.
2 *E. Ambühl,* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., 1929, IX 2, S. 267—440.
3 *F. Becke,* Fortschr., IX, 1924, S. 201.
4 *R. Beder,* Über basische Eruptivgesteine im ostschweiz. Verrukano. Diss. Zürich 1909.
5 *Behrend-Berg,* Chemische Geologie. Stuttgart 1927.
6 *M. Blumenthal,* Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 33, 1911.
7 *A. Bodmer-Beder,* Neues Jahrb. Mineral. Geol., B. B. XI, 1897, S. 217—257.
8 *Böhm,* Tschermaks Mineral.-petrogr. Mitt. V., 1883, S. 204.
9 *T. M. Broderick,* Econ. Geol., XIV. 1919, S. 353—366.
10 *H. Bueler de Florin,* Schweizer Erzbergbau, Centralbl. f. d. ges. Erzbergbau, Frankfurt a. M. 1906.
11 *M. I. Buerger,* The plastic deformation of ore minerals, Am. Mineral., XIII, 1928, p. 1—34.
12 *C. S. Corbett,* Am. J. Sci., X, 1925, p. 247—268. (Ref. Naturwissenschaften, XIV, 1925, S. 348.)
13 *Dana,* Textbook of Mineralogy, 3rd ed. New York 1922.
14 *H. Ehrenberg,* Auftreten und Eigenschaften ehemaliger FeS_2-gele usf. Neues Jahrb. Mineral. Geol., B. B. LVII, A, 1928, S. 1303—1320.
15 *W. H. Emmons,* Metamorphosed Ore Deposits, Econ. Geol., IV, 1909, p. 755—781.
16 — Some regionally metam. ore dep. a. the socalled segregated veins. Econ. Geol., XI, 1916, p. 753.
17 *P. Eskola,* Petrology of Orijarvi Reg., Bull. Comm. Géol. Finl., 50, 1914.
18 *W. Fackert,* Beitr. zur Mikrographie der Fahlerze, Metallwirtschaft, 1928, H. 35.
19 *H. Fehlmann,* Der schweiz. Bergbau während des Weltkrieges. Bern 1919.
20 *G. Fischer,* Mechanisch bedingte Streifungen an Quarz. Centr. Mineral. Geol., 1925, Abt. A, S. 210—213.
21 *Geoffrey Gilbert,* Some Magnetite Hematite relations, Econ. Geol., XX, 1925, p. 587—596.
22 *B. Granigg,* Bilder über Verdrängungsprozesse auf alpinen Erzlagerstätten. Oesterr. Z. f. Bergbau u. Hüttenwesen, 1913, S. 24.
23 *L. C. Graton a. H. Mc Laughlin,* Econ. Geol., XII, 1917, p. 2—38.
24 *Grubenmann-Niggli,* Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
25 *P. Groth,* Chemische Krystallographie, Bd. II. Leipzig 1908.
26 *I. W. Gruner,* Paragenesis of the Martite Ore Bodies and Magnetites of the Mesabi Range. Econ. Geol., XVII, 1922, p. 1—14.
27 *Alb. Heim,* Geologie der Schweiz, II, 1. Leipzig 1921.
28 *P. Henning,* Chalkogr. Untersuchungen an Siegerländer Erzen. Neues Jahrb. Mineral. Geol., B. B. LV, A, 1926, S. 250—290.
29 *C. Hintze,* Handbuch d. Mineralogie, Bd. II. Leipzig 1897.
30 *I. P. Holmquist,* Die Deformationsstrukturen der Gesteinsquarze, Geologiska Fören. Förh., Bd. III, 1926, S. 410—427.
31 *W. Hotz,* Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien in der Schweiz, Z. prakt. Geol., XVII, 1909, S. 29—42.
32 *H. Huttenlocher,* Über Mineralbestand und Struktur einiger schweiz. Erzgänge, Eclogae geol. helv., XVIII, 1924, S. 512—518.
33 — Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum u. ihrer Metamorphose, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., V, 1925, S. 181—227.
34 — Beitr. zur Charakteristik der westalpinen Metallisation, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., VII, 1927, S. 165—178.
35 — Metallogenese und Metallprovinzen der Alpen, Met. u. Erz, 1926, S. 607.
36 *I. D. Irving, a. H. Bancroft,* Ore Dep. Lake City Colo. U. S. Geol. Survey, Bull. 478, 1911.
37 *J. W. Judd,* The development of a lamellar structure in quartz cryst., Mineralog. Mag. 1888, 36, p. 1—8.
38 *A. Kenngott,* Die Minerale der Schweiz. Leipzig 1866.
39 *J. Koenigsberger,* Erläut. z. geol. u. min. Karte des östl. Aarmassivs. Freib. 191.
40 — Über alpine Minerallagerstätten, I—III, Abh. K. Bayr. Ak. Wiss. Mün., XXVIII, S. 19.
41 — Über alpine Minerallagerstätten, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., V, 1925, S. 67—127.
42 *Kôzu, Seto, Kinoshita,* A new Mineral, Kôchite. Sc. Rep. Tohoku Imp. Univ. Sendai, II, 1924, p. 1.
43 *L. J. Krige,* Eclogae geol. helv., XIV, 1918, S. 519—654.
44 *E. S. Larsen,* The micr. determ. of the nonopaque minerals, U. S. Geol. Survey, Bull. 679, 1921.
45 — *and E. T. Wherry,* J. Wash. Acad. Sci., VII, 1917, p. 208—217. (Ref. Neues Jahrb. Mineral. Geol., 1926, II, S. 63.)
46 *H. Leitmeier,* in C. Doelter, Handb. d. Mineralchemie, Bd. IV, Heft 16.

47 *W. Lindgren,* Mineral Deposits, 3rd ed. New York 1928.

48 *L. Milch,* Beitr. zur Kenntnis des Verrukano, Bd. I, S. 131. Leipzig 1892.

49 *O. Mügge,* Der Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine in Westfalen, Neues Jahrb. Mineral. Geol., B. B. X, 1896, S. 766–786.

50 *W. D. Newland,* Diskussion der Arbeiten von Gruner (26), Econ. Geol., XVII, 1922, p. 299.

51 *P. Niggli,* Die Chloritoidschiefer am Nordostrande des Gotthardmassivs, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 36, 1912.

52 — *u. W. Staub,* Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard-Aarmassiv, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 45, 1914.

53 — Petrogr. Provinzen d. Schweiz, „Heim-Festschrift" d. Naturf. Ges. Zürich, LXIV, 1919, S. 181—212.

54 — Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.

55 — Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.

56 — Lehrbuch der Mineralogie, II. Aufl., 2. Berlin 1926.

57 — Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmat. Erzlagerstätten. Halle a. d. Saale 1925.

58 — Die chemische Gesteinsverwitterung in der Schweiz, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., V, 1926, S. 322—347.

59 — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen usf., Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., VII, 1927, S. 116–133.

60 — Erzlagerstätten, magmatische Aktivität und Großtektonik, Z. f. prakt. Geol., 36, 1928, 159–164, 185—191.

61 — Übers. über die Entstehung technisch wichtiger Minerallagerstätten. Z. f. prakt. Geol., 37, 1929, Heft 2.

62 — *u. K. Faesi,* Auszüge Spinellgruppe, Z. Krist., LX, S. 324—348. Sulfozalze LX, S. 478—537.

63 *R. L. Parker,* Gest. d. Talklagerstätten v. Disentis u. Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Zürich 1920.

64 — Turmalin führende Pyritgänge bei Disentis, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., IV, 1924, S. 357.

65 — Alpine Minerallagerstätten, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., III, 1923, S. 298—348.

66 *Plac. Plattner,* Gesch. des Bergbaus der östl. Schweiz. Chur 1878.

67 *P. Ramdohr,* Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz u. Überlegungen über das System FeO, Fe_2O_3, TiO_2, Neues Jahrb. Mineral. Geol., B. B. LIV, A, 1926, S. 320—379.

68 — Beobachtungen am Chalmersit ($CuFe_2S_3$), Met. u. Erz, XXII, 1925, S. 471—474.

69 — Beobachtungen an opaken Erzen, Arch. f. Lagerstättenforschg., 43, Berlin 1924.

70 *H. Rosenbusch-Mügge,* Mikr. Physiographie I, 2, 1927 (V).

71 *Fr. v. Salis,* Beitr. z. Geschichte des Bündn. Bergbauwesens II. Der Bergbau im Oberland, Jahrb. d. Naturf. Ges. Graubünden, N. F. VIII, 1863, S. 173.

72 *C. Schmidt,* Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières de la Suisse. Bâle 1920.

73 — Bericht über die Konzession Ruis bei Ilanz.

74 *H. Schneiderhöhn,* Entmischungserscheinungen innerhalb von Erzmischkristallen usf., Met. u. Erz, XIX, 1922, S. 500 und 516.

75 — Fortschr., IX, 1924, S. 147.

76 — Anleitung zum mikroskopischen Bestimmen und Untersuchen von Erzen usf. Berlin 1922.

77 *E. V. Shannon,* Proc. U. S. Nat. Museum 62, 1923, 15, p. 1—11. (Ref. Neues Jahrb. Mineral. Geol., 1926, II, S. 323.)

78 *P. Plac. a Spescha,* Sein Leben und seine Schriften, S. 256—274. Bern 1913.

79 *M. Storz,* Tschermaks Mineral.-petrogr. Mitt., XXXIX, 1928, S. 220.

80 *A. Streckeisen,* Geologie und Petrographie der Flüelagruppe, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., VIII, 1928, S. 87–239.

81 *L. P. Teas,* The relation of Sphalerite to other Sulphides in Ores, Trans. Am. Inst. Mining Mat. Eng., LIX, 1918, p. 68—87.

82 *P. Termier,* Bull. Soc. franç. minéral., XXII, 1899, p. 27—31.

83 — „ „ „ „ L, 1927, p. 500.

84 *H. Tschopp,* Eclogae geol. helv., XVIII, 1923, S. 77—206.

85 *P. A. Vincenz,* Las minieras a Trun. Igl Ischi, II. Mustèr 1898.

86 *W. A. Waldschmidt,* Deformation in Ores of the Cœur d'Alene Distr. Idaho, Econ. Geol., XX, 1925, p. 587—596.

87 *Chr. Walkmeister,* Jahresber. Naturf. Ges. St. Gallen 1889.

88 *L. Weber,* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., III, 1923, S. 258.

89 *L. Wehrli,* Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis, Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 6, 1896.

90 *O. Weigel,* Die Löslichkeit der Schwermetallsulfide in reinem Wasser, Z. f. physik. Chemie, LVIII, 1907, S. 293.

91 *R. U. Winterhalter,* Zur Petrographie und Geologie des östl. Gotthardmassivs, Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., X, 1930, auch Diss. E. T. H. Zürich 1930.

Curriculum vitae.

Am 23. Mai 1905 wurde ich, Carl, Gotthelf, Immanuel Friedlaender in Napoli-Vomero, Via Luigia Sanfelice 60, geboren, Sohn von Immanuel F. und Hertha (Meyer).

Den ersten Unterricht hatte ich im Haus. Von 1912 bis 1915 besuchte ich die Deutsche Schule in Neapel (Pizzofalcone 60). Von 1915 bis 1917 war ich im Lyzeum Alpinum Zuoz. 1917 bis 1923 besuchte ich die Privatschulen von Dr. Goetz und von Prof. Tschulok in Zürich. Im Herbst 1923 bestand ich die kantonale Maturitätsprüfung und ließ mich dann an der Universität Zürich immatrikulieren. Ich wandte mich zunächst der Geologie zu, ging im vierten Semester zum Studium der Petrographie über. Den Winter 1924/25 verbrachte ich in Napoli, ich war dort im Laboratorium von Prof. Zambonini tätig (Anorganische Chemie) und besuchte Vorlesungen der Herren Chistone, d'Erasmo, de Lorenzo, Zambonini. In Zürich besuchte ich Fachvorlesungen und Übungen der Herren J. Cadisch, O. Flückiger, Arn. Heim, V. Henri, J. Jakob, P. Karrer, E. Meyer, P. Niggli, R. L. Parker, L. Rollier, H. Schardt, O. Schlaginhaufen, A. Speiser, R. Staub, S. Tschulok, L. Weber, H. Wehrli, A. Wolfer. Im Sommer 1927 nahm ich an einem geologischen Ferienkurs der Camborne School of Metalliferous Mining, Cornwall, teil (E. H. Davison).

Die vorliegende Arbeit über Erzvorkommnisse im Bündner Oberland wurde im Sommer 1926 begonnen, im Winter 1928/29 abgeschlossen und im Mai 1929 der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich als Dissertation eingereicht.

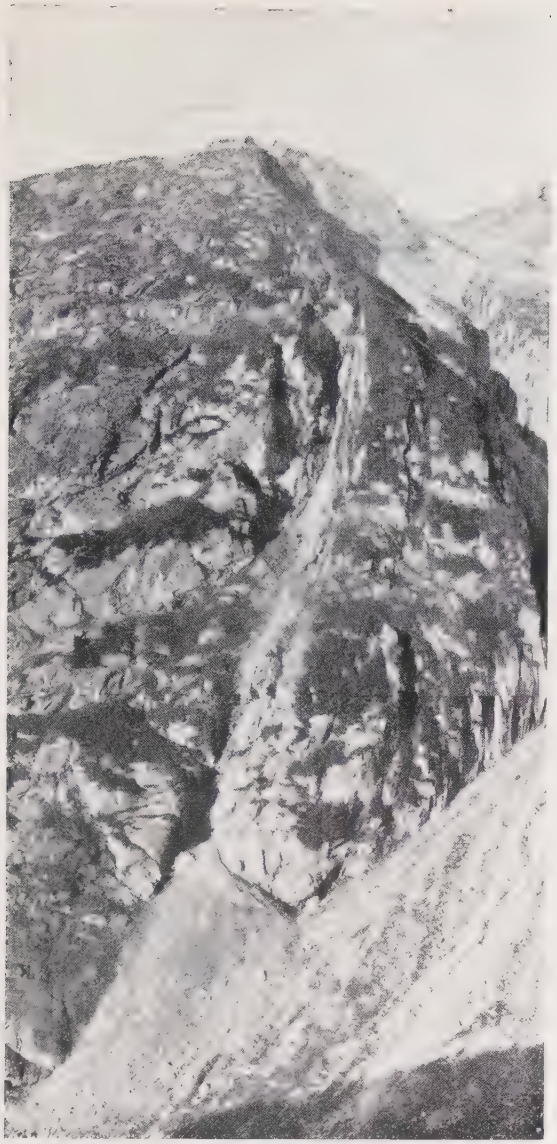

Fig. 1. Puntaiglas. Sedimenteinquetschung im Diorit und Platta-cotschna-Stollen.

Fig. 2. Alp Nadèls.
Stollen 2 und 3 von N aus.

Fig. 3. Alp Nadèls.
Stollen 6 und 7 von SE aus.

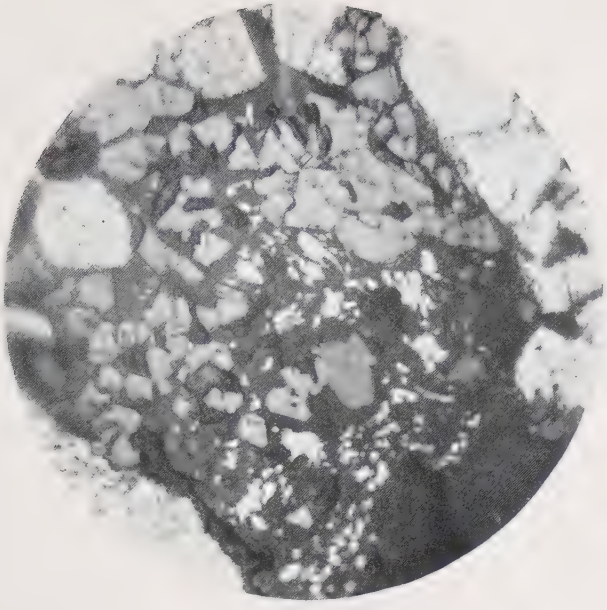

Fig. 1. Idiomorpher Magnetit und Hämatitfetzen in Chlorit, umgeben von Pyrit, Puntaiglas. Polierter Anschliff, 200 ×.

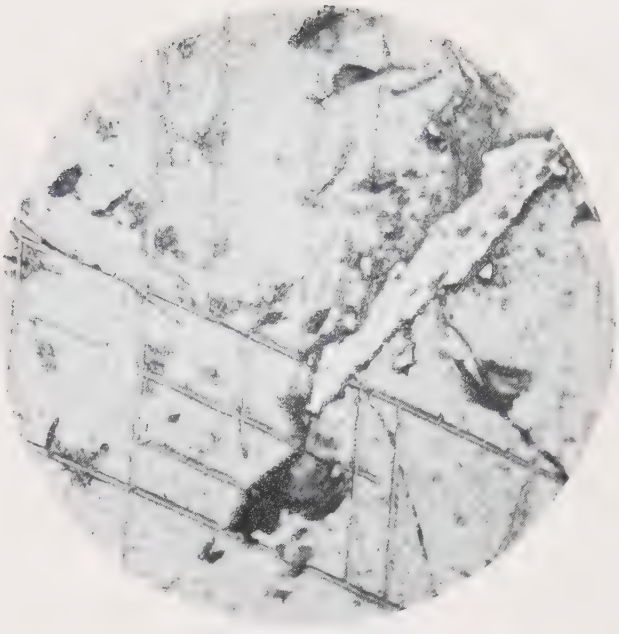

Fig. 2. Zwillingslamellierung in Magnetit, Puntaiglas. Polierter Anschliff, 260 ×.

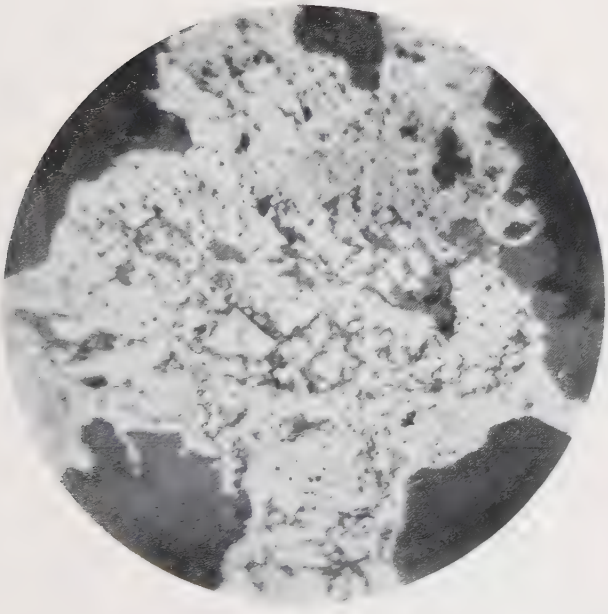

Fig. 3. Pyrit, von Karbonat korrodiert, mit Spaltrissen. Lukmanierschlucht. Polierter Anschliff, 210 ×.

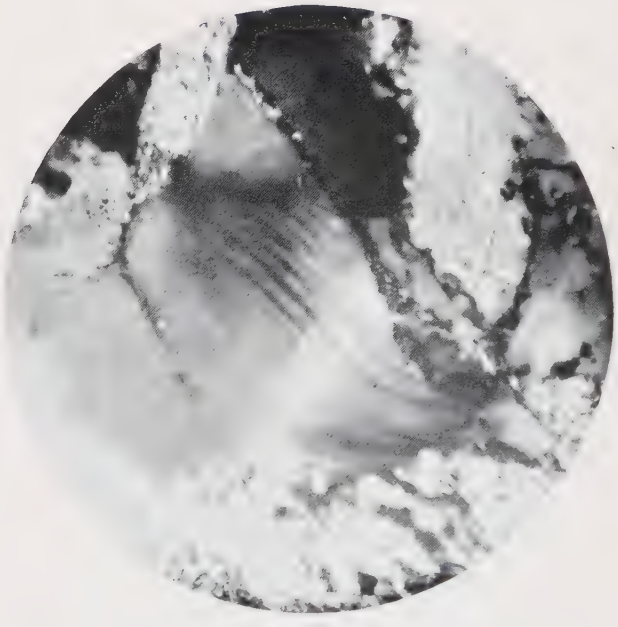

Fig. 4. Gebogene zwillingsähnliche Streifung in Quarz aus Psammitgneis von Alp Nadèls. Dünnschliff, Nikols gekreuzt. 90 ×.

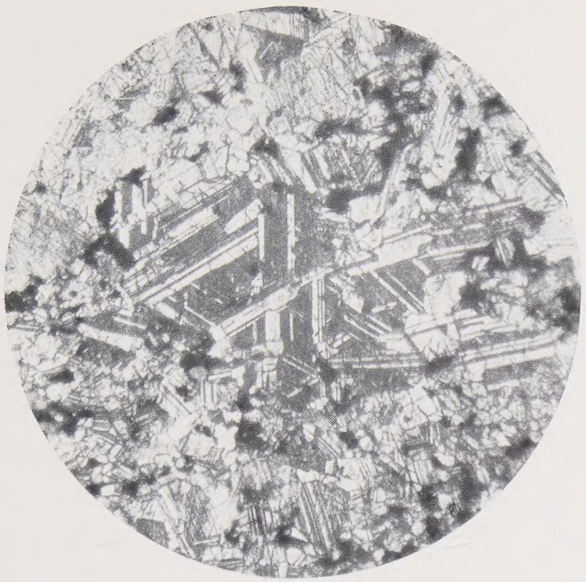

Fig. 1. Zinkblende, Alp Nadèls.
Polierter Anschliff, geätzt mit schwefelsaurer Permanganatlösung, 50 ×.

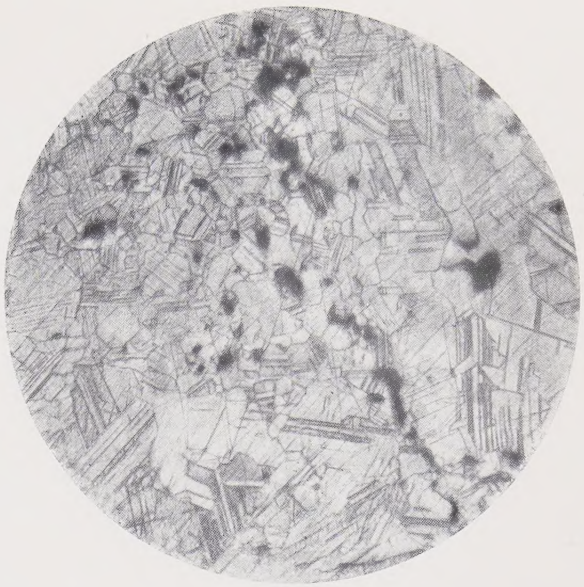

Fig. 2. Zinkblende, Alp Nadèls.
Polierter Anschliff, geätzt mit schwefelsaurer Permanganatlösung, 50 ×.

Fig. 3. Bleiglanz, Alp Nadèls,
zeigt Einschlüsse von Ag-haltigen Mineralien.
Polierter Anschliff, geätzt mit HNO_3, 210 ×.

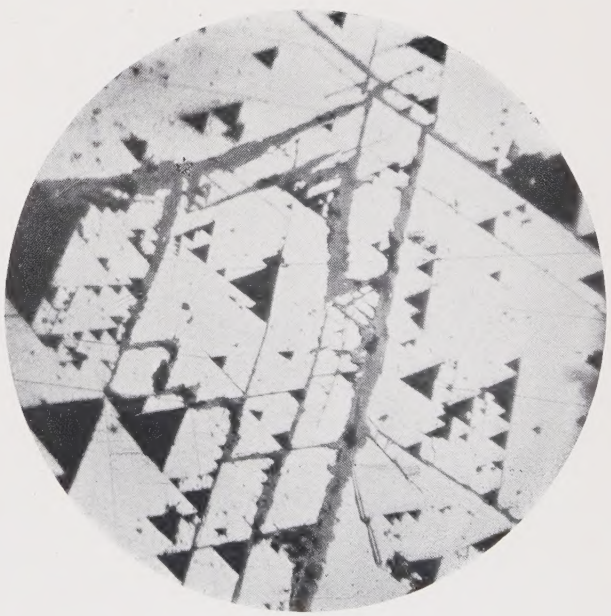

Fig. 4. Bleiglanz, Alp Nadèls,
längs Spaltrissen Oxydationsprodukt.
Polierter Anschliff, 85 ×.